

ЗАПАДНАЯ КАМЧАТКА: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ В МЕЗОЗОЕ



НАУЧНЫЙ МИР

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН
Геологический институт РАН

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
Institute of the Lithosphere of Marginal Seas
Geological Institute

ЗАПАДНАЯ КАМЧАТКА: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ В МЕЗОЗОЕ

Москва
Научный мир
2005

УДК 551.76/551.242

ББК 26.3

330

Авторы:

Н.А. Богданов, Е.Ю. Барабошкин, И.А. Басов, В.С. Вишневская, А.Б. Кузьмичев, Д.В. Курилов,
А.В. Ландер, Г.В. Леднева, Д.А. Лопатина, А.А. Носова, Т.Н. Палечек, А.В. Соловьев, А.Н. Сухов, В.Д. Чехович

330 ЗАПАДНАЯ КАМЧАТКА: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ В МЕЗОЗОЕ / Коллектив авторов. – М. : Научный мир, 2005. – 224 с., вкл. 96 с.

ISBN 5-89176-308-7

В книге представлены данные о возрасте, вещественном составе и соотношениях мезозойских комплексов Западной Камчатки, полученные в 1998–2004 гг. в ходе планомерных тематических полевых исследований. Большое внимание уделено описанию юрских и меловых радиоларий Западной Камчатки. Материалы, представленные в книге, являются основой для прогноза и поиска месторождений углеводородов вдоль восточного побережья Охотского моря.

Ответственный редактор:

Ю.Б. Гладенков, С.А. Паланджян

Материалы, представленные в монографии, получены при финансовой поддержке ОНЗ РАН (поддержка экспедиций), РФФИ (проекты 97-05-79025, 98-05-64525, 98-05-79056, 01-05-64019, 01-05-79112, 02-05-64967, 02-05-64365), ФЦП «Мировой океан» (тема: «Комплексные исследования процессов, характеристик и ресурсов Дальневосточных морей России»), гранта Президента РФ (НШ-1980.2003.5 – ведущие научные школы).

Публикуется при финансовой поддержке гранта Президента РФ (НШ-1980.2003.5 – ведущие научные школы)

Authors:

*N.A. Bogdanov, E.Yu. Baraboshkin, I.A. Basov, V.S. Vishnevskaya, A.B. Kuzmichev, D.V. Kurilov, A.V. Lander,
G.V. Ledneva, D.A. Lopatina, A.A. Nosova, T.N. Palechek, A.V. Soloviev, A.N. Sukhov, V.D. Chekhovich*

WESTERN KAMCHATKA: MESOZOIC GEOLOGICAL EVOLUTION. – Moscow : Scientific World, 2005. – 224 p., 96 phototabl.

The data on age, composition and relationships of the Mesozoic complexes of the Western Kamchatka obtained during detailed investigations in 1998-2004 are presented. The Jurassic to Cretaceous radiolarians from Western Kamchatka sediments are described in details. Presented data provide the basis for estimating hydrocarbon potential of Mesozoic formations developed along the Sea of Okhotsk shoreline.

Editor-in-chief:

Yu.B. Gladenkov and S.A. Palandzhayn

This work was supported by the Earth Research Branch of RAS, by the RFBR, project nos. 97-05-79025, 98-05-64525, 98-05-79056, 01-05-64019, 01-05-79112, 02-05-64967, 02-05-64365, 03-0564425, 05-0564066; by the Federal Program “World Ocean” – project “Complex investigations of the processes, characteristics and resources of the Russian Far East Seas”, by the Russian Science Support Foundation, by project of the President of the Russian Federation (NSH-1980.2003.5 - leading scientific school).

This volume was published owing to the support by project of the President of the Russian Federation (NSH-1980.2003.5 – leading scientific school)

На обложке: складчатые деформации верхнеолигоцен-нижнемиоценовых отложений в районе мыса Хайрюзова, Западная Камчатка. Фото А.В. Соловьева.

ISBN 5-89176-308-7

© Коллектив авторов, 2005

© Научный мир, 2005

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	4
<i>Вишневская В.С., Басов И.А., Палечек Т.Н., Курилов Д.В.</i> Биостратиграфия юрско-меловых отложений Западной Камчатки по радиоляриям и фораминиферам	6
<i>Курилов Д.В.</i> Новые местонахождения юрских и меловых радиолярий на Западной Камчатке	55
<i>Палечек Т.Н., Барабошкин Е.Ю., Соловьев А.В., Лопатина Д.А., Ландер А.В.</i> Новые данные о строении и возрасте мезозойских и кайнозойских отложений мыса Хайрюзова (Западная Камчатка)	77
<i>Леднева Г.В., Богданов Н.А., Носова А.А.</i> Верхнемеловые породы пикрит-базальтовой серии Западной Камчатки: вещественный состав, генезис и геодинамические интерпретации	92
<i>Сухов А.Н., Кузьмичев А.Б.</i> Верхнемеловые отложения Западной Камчатки	121
<i>Соловьев А.В.</i> Тектоника Западной Камчатки по данным трекового датирования и структурного анализа	163
<i>Чехович В.Д., Сухов А.Н.</i> О некоторых нерешенных вопросах геологического развития Западной Камчатки в позднемезозойское–раннепалеогеновое время	195

А в т о р ы:

Н.А. Богданов, Е.Ю. Барабоскин, И.А. Басов, В.С. Вишневская, А.Б. Кузьмичев, Д.В. Курилов, А.В. Ландер, Г.В. Леднева, Д.А. Лопатина, А.А. Носова, Т.Н. Палечек, А.В. Соловьев, А.Н. Сухов, В.Д. Чехович

330 ЗАПАДНАЯ КАМЧАТКА: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ В МЕЗОЗОЕ / Коллектив авторов. – М. : Научный мир, 2005. – 224 с., вкл. 96 с.

ISBN 5-89176-308-7

В книге представлены данные о возрасте, вещественном составе и соотношениях мезозойских комплексов Западной Камчатки, полученные в 1998–2004 гг. в ходе планомерных тематических полевых исследований. Большое внимание уделено описанию юрских и меловых радиоларий Западной Камчатки. Материалы, представленные в книге, являются основой для прогноза и поиска месторождений углеводородов вдоль восточного побережья Охотского моря.

Ответственный редактор:

Ю.Б. Гладенков, С.А. Паланджян

Материалы, представленные в монографии, получены при финансовой поддержке ОНЗ РАН (поддержка экспедиций), РФФИ (проекты 97-05-79025, 98-05-64525, 98-05-79056, 01-05-64019, 01-05-79112, 02-05-64967, 02-05-64365), ФЦП «Мировой океан» (тема: «Комплексные исследования процессов, характеристик и ресурсов Дальневосточных морей России»), гранта Президента РФ (НШ-1980.2003.5 – ведущие научные школы).

Публикуется при финансовой поддержке гранта Президента РФ (НШ-1980.2003.5 – ведущие научные школы)

A u t h o r s:

N.A. Bogdanov, E. Yu. Baraboshkin, I.A. Basov, V.S. Vishnevskaya, A.B. Kuzmichev, D.V. Kurilov, A.V. Lander, G.V. Ledneva, D.A. Lopatina, A.A. Nosova, T.N. Palechek, A.V. Soloviev, A.N. Sukhov, V.D. Chekhovich

WESTERN KAMCHATKA: MESOZOIC GEOLOGICAL EVOLUTION. – Moscow : Scientific World, 2005. – 224 p., 96 phototabl.

The data on age, composition and relationships of the Mesozoic complexes of the Western Kamchatka obtained during detailed investigations in 1998-2004 are presented. The Jurassic to Cretaceous radiolarians from Western Kamchatka sediments are described in details. Presented data provide the basis for estimating hydrocarbon potential of Mesozoic formations developed along the Sea of Okhotsk shoreline.

Editor-in-chief:

Yu.B. Gladenkov and S.A. Palandzhayn

This work was supported by the Earth Research Branch of RAS, by the RFBR, project nos. 97-05-79025, 98-05-64525, 98-05-79056, 01-05-64019, 01-05-79112, 02-05-64967, 02-05-64365, 03-0564425, 05-0564066; by the Federal Program "World Ocean" – project "Complex investigations of the processes, characteristics and resources of the Russian Far East Seas", by the Russian Science Support Foundation, by project of the President of the Russian Federation (NSH-1980.2003.5 - leading scientific school).

This volume was published owing to the support by project of the President of the Russian Federation (NSH-1980.2003.5 – leading scientific school)

На обложке: складчатые деформации верхнеолигоцен-нижнемиоценовых отложений в районе мыса Хайрюзова, Западная Камчатка. Фото А.В. Соловьева.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	4
<i>Вишневская В.С., Басов И.А., Палечек Т.Н., Курилов Д.В.</i> Биостратиграфия юрско-меловых отложений Западной Камчатки по радиоляриям и фораминиферам	6
<i>Курилов Д.В.</i> Новые местонахождения юрских и меловых радиолярий на Западной Камчатке	55
<i>Палечек Т.Н., Барабошкин Е.Ю., Соловьев А.В., Лопатина Д.А., Ландер А.В.</i> Новые данные о строении и возрасте мезозойских и кайнозойских отложений мыса Хайрюзова (Западная Камчатка)	77
<i>Леднева Г.В., Богданов Н.А., Носова А.А.</i> Верхнемеловые породы пикрит-базальтовой серии Западной Камчатки: вещественный состав, генезис и геодинамические интерпретации	92
<i>Сухов А.Н., Кузьмичев А.Б.</i> Верхнемеловые отложения Западной Камчатки	121
<i>Соловьев А.В.</i> Тектоника Западной Камчатки по данным трекового датирования и структурного анализа	163
<i>Чехович В.Д., Сухов А.Н.</i> О некоторых нерешенных вопросах геологического развития Западной Камчатки в позднемезозойское–раннепалеогеновое время	195

ПРЕДИСЛОВИЕ

Подготовка данного сборника статей была начата и велась Н.А. Богдановым, который очень хотел, чтобы эти материалы как можно скорее увидели свет. Теперь мы, авторы статей, посвящаем эту книгу светлой памяти нашего руководителя и друга Н.А. Богданова.

У Никиты Алексеевича Богданова до его перехода из Геологического Института АН СССР во вновь создаваемый академиком А.Н. Сидоренко академический институт уже имелся основательный научный “задел” как по геологии всего

Тихоокеанского кольца, так и по проблеме офиолитов, что логически встраивалось в новую парадигму тектоники литосферных плит, которую он одним из первых в СССР принял на вооружение. Н.А. Богданов в созданном при его активном организационном содействии Институте литосферы РАН возглавил отдел литосферы океанов, в котором он предусмотрел организацию двух лабораторий – биостратиграфии и тектоники. Для работы в этих лабораториях им были приглашены перспективные специалисты, науч-



ную деятельность которых он всячески поддерживал. Н.А. Богданов, при всей загруженности организационной работой в качестве заместителя директора, а последние 15 лет – директора Института, четко выстраивал приоритеты комплексных исследований благодаря целенаправленной политике применения прогрессивных методов исследований. В лаборатории биостратиграфии – это, например, метод определения объемных форм радиолярий, давший существенный толчок расчленению слабо палеонтологически охарактеризованных кремнистых толщ, обильно распространенных на северо-востоке России. В лаборатории тектоники – активное применение петролого-геохимических методов для распознавания геодинамических обстановок формирования вулканических толщ, организация группы палеомагнитных исследований, важных при построении палеотектонических реконструкций, и группы трекового анализа, позволяющего определять возраст толщ в бассейнах с терригенным осадконакоплением и проследивать их эволюцию во времени.

В 90-е гг., когда организация полевых работ на Камчатке, в связи с почти полным отсутствием финансирования этого вида исследований, была крайне трудным делом, Н.А. Богданов при-

ложил исключительные усилия для проведения таких работ на Западной Камчатке. Почему на Западной Камчатке? Это казалось странным, тем более что исследования должны были коснуться главным образом меловых отложений, которые развиты там спорадически, в небольших по площади эрозионных окнах среди полей развития кайнозойских осадочных отложений. Однако результаты исследований показали, что именно изучение меловых образований Западной Камчатки, как бы скудно они ни были там представлены, может добыть те крупницы данных, которые позволяют приблизиться к рассмотрению истории сближенных во времени событий конца мелового времени для всего Охотоморского региона.

В данную книгу входят только неопубликованные до сего времени статьи, часть же материалов, в частности все результаты палеомагнитных исследований, а также многие данные по геологии и стратиграфии изучавшихся районов, уже вышли из печати в различных журналах. В каждой из статей интерпретация полученных результатов строго индивидуальна и отражает позицию авторов в тех или иных дискуссионных вопросах геологии Западной Камчатки и всего Охотоморского региона, к обсуждению которых всегда призывал Никита Алексеевич Богданов.

БИОСТРАТИГРАФИЯ ЮРСКО-МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ ПО РАДИОЛЯРИЯМ И ФОРАМИНИФЕРАМ

Вишневская В.С., Басов И.А., Палечек Т.Н., Курилов Д.В.

ВВЕДЕНИЕ

Основные проблемы зональной стратиграфии вулканогенно-кремнистых толщ

На Западной Камчатке обширные площади заняты меловыми морскими вулканогенно-кремнистыми толщами. Основная трудность при геологическом изучении и стратиграфическом расчленении таких толщ заключается в том, что карбонатная составляющая в этих породах минимальна (менее 1%). В основном она представлена турбидитным компонентом – битой ракушей иноцерамов, реже бухий, поэтому определение возраста вулканогенно-кремнистых толщ зоны перехода океан–континент по макрофаунистическим остаткам практически исключено. Микрофаунистический карбонатный компонент крайне редок и представлен бентосными фораминиферами, которые для стратиграфического расчленения также мало пригодны. Находки планктонных фораминифер, широко используемых в зональной стратиграфии, в осадках зоны перехода океан–континент крайне редки, в связи с чем их применение для детальных стратиграфических работ также имеет весьма ограниченный характер. Вторая трудность в изучении этих отложений обусловлена чрезвычайно сильной дислоцированностью осадочных образований в зоне перехода океан–континент, что связано с их фор-

мированием в сложных тектонических обстановках, приведших к современному залеганию этих толщ в зонах меланжа, скупивания, аккреционных призм или отдельных олистостромовых горизонтов, со сложными тектоническими взаимоотношениями разновозрастных вулканогенно-кремнистых толщ между собой или с макрофаунистически охарактеризованными терригенными породами, а также с однообразием литологического состава кремнистых пород. Эти особенности стали причиной того, что детальная стратиграфия мезозойских вулканогенно-кремнистых толщ Камчатки в пределах континентального обрамления до настоящего времени не разработана [Объяснительная записка..., 2000].

Единственной группой фауны, пригодной для стратиграфических целей в данных областях, могут служить радиолярии, которые являются основным породообразующим компонентом кремнистых пород [Практическое руководство..., 1999]. Радиолярии, благодаря кремневому составу скелета, хорошо сохраняются в осадках, развитых как на больших глубинах, где группы микроорганизмов с известковым скелетом растворяются, а другие группы ископаемых отсутствуют вообще, так и в осадках зон перехода. В настоящее время изучение радиолярий с использованием последних достижений науки и техники, а именно методик выделения радиолярий из плотных кремнистых пород с помощью фтористоводородной кислоты и последующего исследования

объемных форм в сканирующем электронном микроскопе, вывело их в ранг ведущих микрофаун, используемых для зональной стратиграфии кремнистых толщ и глобальных межконтинентальных корреляций. При использовании радиолярий для стратиграфического расчленения верхнемезозойских кремнистых толщ Камчатки стратиграфы сталкиваются с еще одной трудностью, поскольку большинство отложений происходят из бореальной провинции. Задача осложняется тем, что для высокоширотных областей до настоящего времени не создана радиоляриевая шкала. Тем не менее, такие факторы, как огромное видовое разнообразие радиолярий в кремнистых осадках высоких широт и ускоренная эволюция ряда руководящих таксонов радиолярий, позволяют надеяться на создание радиоляриевых зональных шкал для этих областей, сравнимых по стратиграфической разрешаемости со шкалами по известковому планктону мезозоя и кайнозоя низкоширотных областей. Более того, в бореальных ассоциациях радиолярий удалось обнаружить ряд новых родов и видов, которые характерны только для высокоширотных областей. Таким образом, в настоящее время радиолярии приравнены к ортостратиграфической группе фауны и занимают одно из ведущих мест в стратиграфии осадочных толщ. Для юрско-меловых вулканогенно-кремнистых толщ Камчатки они являются единственной группой фауны, а для верхнемеловых туфо-кремнистых отложений Западной Камчатки в помощь радиоляриям иногда могут быть привлечены планктонные фораминиферы.

Детальные исследования, проведенные на Западной Камчатке в последние годы, показали, что местами массовые скопления кремнистых скелетов радиолярий встречаются совместно не только с битой ракушкой иноцерамов, но и с определенными макроостатками их раковин и многочисленными микроостатками карбонатных скелетов фораминифер.

Совместные находки карбонатной и кремнистой микрофауны на северо-западе Камчатки приобретают особое значение, поскольку могут оказать существенную помощь при детальном стратиграфическом расчленении “немых” вулканогенно-кремнистых толщ и их корреляции. Они

могут быть также очень полезны при палеогеографических реконструкциях, так как обе группы фауны представлены морскими организмами, строение скелета которых отвечает определенным температурным условиям морского бассейна. Кроме того, радиолярии могут быть использованы при проведении реконструкций палеогеографических и палеотектонических обстановок. Ранее целый ряд палеореконов для Охотоморского бассейна был рассмотрен в Объяснительной записке к тектонической карте Охотоморского региона [2000]. Тем не менее, пространственное и временное положение, а также принадлежность к какой-либо из известных конвергентных границ плит той или иной структуры остаются спорными. В данной работе мы попытались использовать все возможности по применению радиоляриевого анализа для палеогеографических реконструкций.

Методика

Наличие микрофауны в породе устанавливалось по шлифам с помощью оптического микроскопа. Образец плотного кремня, яшмы, кремнистого аргиллита или туффита, содержащего микрофауну, дробился до гравийной размерности и обрабатывался соляной кислотой для удаления излишков карбоната с поверхности, а затем заливался 1–10-процентным раствором фтористоводородной кислоты на 12–16 часов. Образовавшийся осадок и куски образца тщательно промывались водой, а раствор кислоты нейтрализовался щелочью или содой.

Повторно образец заливался 1–10-процентным раствором фтористоводородной кислоты на 12 или 3–5-процентным раствором муравьиной кислоты на 12–14 часов, если порода сильно перекристаллизована, а радиолярии замещены карбонатом или хлоритом. Процентное содержание кислоты и время обработки подбирались опытным путем.

После этого с образца очень осторожно сливался кислый раствор так, чтобы не взмутить образовавшийся осадок и не слить легкую фракцию. Затем образец заливался водой, отстаивался и вновь возникший слабокислый раствор сливался. Процедура повторялась несколько раз.

Образовавшийся осадок просеивался через 0,5-миллиметровое сито в поддон, осторожно промывался водой, через 5–10-минутный промежуток времени для отмучивания, и переводился в чашку Петри. Для получения представительного осадка процесс выделения повторялся 7–10 раз. Если методика подобрана правильно, то осадок будет нацело сложен тончайшими скелетами радиолярий исключительно хорошей сохранности. Эта же методика применялась для выделения фораминифер из кремней и туффитовых яшм.

Определения фораминифер выполнены И.А. Басовым, радиолярий – В.С. Вишневской, Т.Н. Палечек и Д.В. Куриловым.

РАСЧЛЕНЕНИЕ ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО РАДИОЛЯРИЯМ И ФОРАМИНИФЕРАМ

При выделении радиоляриевых зон нами применен общий принцип проведения нижней границы по появлению индекс-вида и сопутствующих таксонов [Вишневская, 2001], а верхней – на основании последнего появления таксонов маркеров.

Юрская система

Средняя юра

В результате полевых и лабораторных исследований, проведенных Институтом литосферы РАН в 1988–1990 гг. на территории Западной Камчатки вдоль побережья Охотского моря в районе Омгонского хребта (рис. 1) были впервые обнаружены средне-позднеюрские радиолярии [Богданов и др., 1991; Вишневская и др., 1998а; Vishnevskaya et al., 1999]. Особенно следует отметить уникальность среднеюрского радиоляриевого комплекса, обнаруженного в красных яшмах из самой нижней тектонической пластины Омгонского хребта. Это была первая находка достоверных юрских радиолярий на Камчатке.

Среднеюрская ассоциация радиолярий была извлечена из яшмовидных кремнистых пород (15 м), залегающих среди подушечных базальтов вулканогенно-кремнистого комплекса хребта Омгон. Она представлена формами: *Archicapsa* sp. cf. *A. pachyderma* (Tan Sin Hok), *Archicapsa* sp. *A*, *Archicapsa* sp. *B*, *Dictyomitrella* (?) sp. *A*, *Parvicingula* sp. *B* Carter, *Tricolocapsa conexa* Matsuoka, *T. fusiformis* Yao, *Xitis* sp. *A*, *Xitis* sp. *B*, а также включает ряд видов, которые уже описаны как новые: *Archaeodictyomitra elliptica* Vish., *Stichocapsa globosa* Vish., *Xitis primitivis* Vish. [Вишневская и др., 1998а]. Присутствие видов *Tricolocapsa conexa* Matsuoka (UAZ 4-7, [Baumgartner, 1995]), *T. fusiformis* Yao (UAZ 3-5, [Baumgartner, 1995]) позволило датировать возраст слев как поздний байос – ранний бат (фототабл. 40).

Верхняя юра

Повторные работы по изучению геологического строения Западной Камчатки проводились Институтом Литосферы в 1998 и 1999 гг. на Омгонском хребте и в Паланском районе.

Нами были отобраны образцы кремнистых пород и проведен радиоляриевый анализ. Из серии образцов кремнистых пород 0-8(1)-98 – 0-8(8)-98, отобранных из блока (см. рис. 1, [Богданов и др., 2003]), представленного породами вулканогенного комплекса, получены радиолярии различной сохранности, которые свидетельствуют о позднеюрском-раннемеловом возрасте вмещающих отложений (фототабл. 1–3). Из образца 0-8(1)-98 (одна из наиболее представительных проб) выделен комплекс: *Praeconocaryomma* sp., *Orbiculiforma* sp., *Pantanellium* sp., *Acaeniotylopsis* sp., *Ditrabs* sp., *Paronaella* ? sp., *Hsuum* ex gr. *mclaughlini* Pessagno et Blome, *Parvicingula boesii* (Parona), *Parvicingula* cf. *vera* Pessagno et Whalen, *Gongylothorax* cf. *favosus* Dumitrica, *Stichocapsa* sp., *Sethocapsa* sp., *Williriedellum* sp., *Thanarla* sp., *Archaeodictyomitra* sp., *Praecaneta* sp., вероятнее всего, свидетельствующий о киммеридж-валанжинском возрасте вмещающих отложений (табл. 1, фототабл. 1, 41).

После доизучения радиоляриевого комплекса (обр. 0-8(1)-98), были дополнительно опреде-

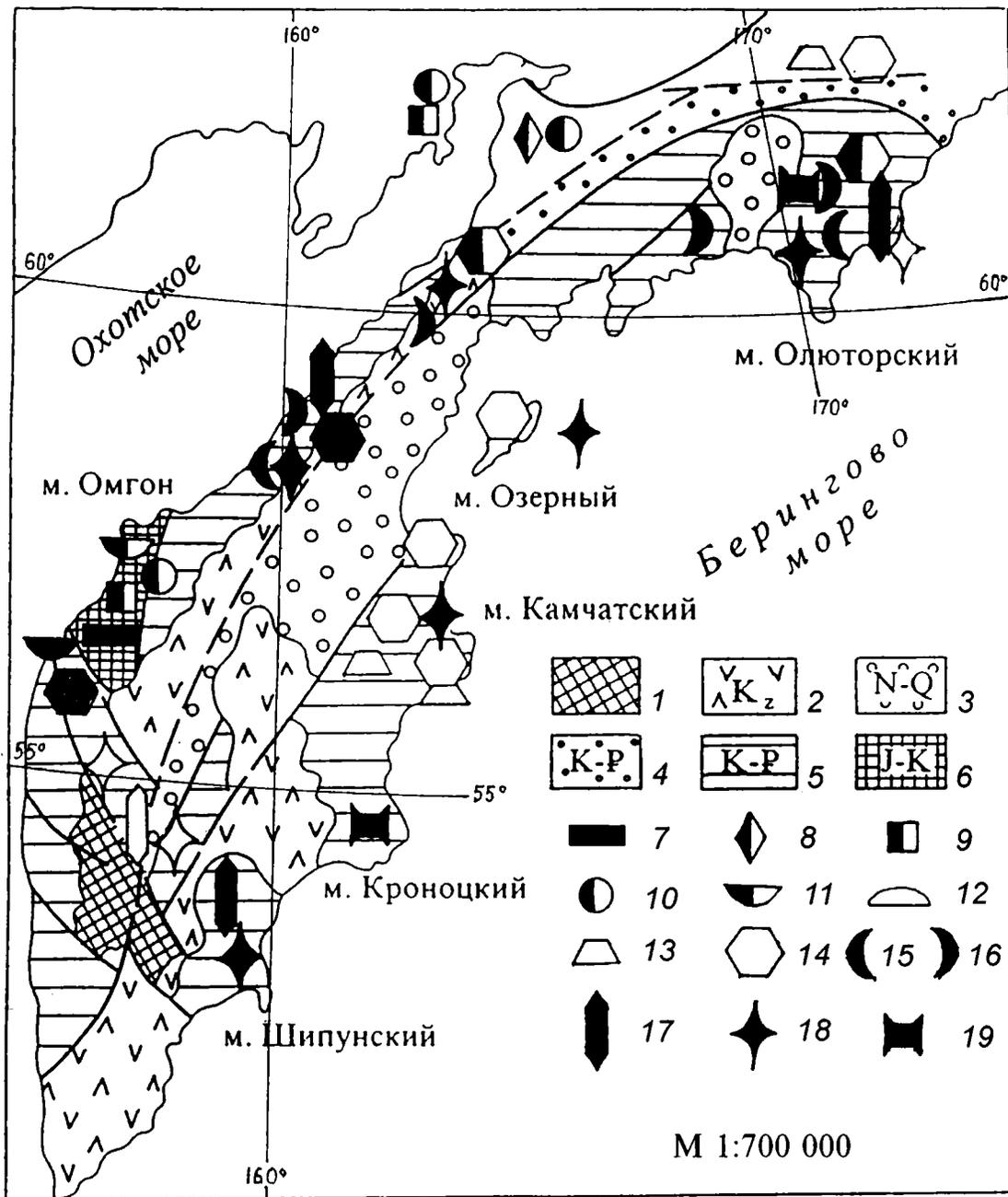


Рис. 1. Местоположения находок юрско-меловых радиолярий на Западной Камчатке

1 – метаморфические породы; 2 – вулканыты; 3 – терригенные породы; 4 – укелятский флиш; 5 – кремнисто-терригенные породы; 6 – кремнисто-вулканогенные породы; 7–19 – комплексы радиолярий: 7 – средний байос – ранний бат, 8 – средний бат – ранний келловей, 9 – средний келловей – средний титон, 10 – поздний титон – ранний берриас, 11 – средний берриас – средний титон, 12 – поздний валанжин – готерив, 13 – баррем–апт, 14 – альб–турон, 15 – коньяк – ранний сантон, 16 – поздний сантон – ранний кампан, 17 – средний кампан, 18 – поздний кампан – ранний маастрихт, 19 – поздний маастрихт – ранний палеоцен. Залитые значки обозначают бореальный характер фауны, незалитые – тетический, залитые наполовину – смешанный

Радиолярии из кремнистых пород мыса Омгон (Западная Камчатка)

Виды	№ образцов									
	О-7(в)- 98	О-8(1)- 98	О-8(2)- 98	О-8(3)- 98	О-8(4)- 98	О-8(5)- 98	О-8(8)- 98	О-26(3)- 98	О-26(4)- 98	ОМ-20- 98
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Orbiculiforma</i> sp.										
<i>Praeconocaryomma</i> sp.										
<i>Pantanellium</i> sp.							?			
<i>Acaeniotylopsis</i> sp.										
<i>Archaeospongoprunum</i> ? sp.										
<i>Archicapsa</i> sp.										
<i>Crucella</i> sp.										
<i>Paronaella</i> ? sp.										
<i>Ditrabs</i> sp.										
<i>Titrabs</i> sp.										
<i>Parvingula boesii</i> (Parona)										
<i>Parvingula vera</i> Pessagno et Whalen		cf.	cf.							
<i>Parvingula usotanensis</i> Tumanda										
<i>Parvingula inornata</i> Pessagno et Whalen										
<i>Parvingula</i> sp.										
<i>Praecaneta</i> sp.										
<i>Holocryptocanium barbui</i> Dumitrica										
<i>Holocryptocanium</i> ? sp.										
<i>Cryptamphorella dumitricai</i> Scaaf									cf.	
<i>Obesacapsula magniglobulosa</i> Aita		cf.								
<i>Stichocapsa</i> sp.										
<i>Stichocapsa asiatica</i> Ichikawa		aff.								
<i>Stilocapsa tecta</i> Matsuoka		cf.								
<i>Sethocapsa</i> sp.										
<i>Syringocapsa coronata</i> Steiger									aff.	
<i>Syringocapsa spinosa</i> (Squinabol)				cf.						cf.
<i>Tricolocapsa</i> sp. B										
<i>Hemicryptocapsa</i> sp.										
	J ₃ -K ₁	ox.-tit.	tit.-val.	tit.-val.	J ₃ -K ₁		J ₃ -K ₁	J ₃ -K ₁	ber.-val.	K ₁

(окончание таблицы 1)

Виды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Williriedellum</i> sp.										
<i>Gongylothorax favosus</i> Dumitrica										
<i>Gongylothorax</i> sp.										
<i>Hsuum mclaughlini</i> Pess. et Blome		ex gr.								
<i>Pseudodictyomitra lilyae</i> (Tan)										
<i>Archaeodictyomitra amabilis</i> Aita				aff.						
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.										
<i>Thanarla conica</i> Aliev			cf.	aff.						
<i>Thanarla pulchra</i> (Squinabol)			cf.							
<i>Thanarla</i> sp.										
<i>Protunuma</i> ? sp.										
<i>Xitus asymbatos</i> (Foreman)										
<i>Xitus spicularus</i> (Aliev)									aff.	
<i>Xitus</i> sp.								?		
Sponge spicules	J ₃ -K ₁	ox.-tit.	tit.-val.	tit.-val.	J ₃ -K ₁		J ₃ -K ₁	J ₃ -K ₁	ber.-val.	K ₁

лены *Archaeodictyomitra amabilis* Aita, *Parvicingula inornata* Pessagno and Whalen, *Stichocapsa* aff. *asiatica* Ichikawa, *Stilocapsa* cf. *tecta* Matsuoka, *Obesacapsula* cf. *magniglobulosa* Aita, которые позволяют считать его оксфорд-титонским. Возраст комплекса определен на основании рангов распространения видов *Archaeodictyomitra amabilis* Aita, *Parvicingula inornata* Pessagno et Whalen, *Gongylothorax favosus* Dumitrica (см. табл. 1). Данная радиоляриевая ассоциация может быть отнесена к слоям *Parvicingula vera* – *Mirifusus guadalupensis*, выделенным в Корьякском нагорье [Вишневская, 2001].

Сходная радиоляриевая ассоциация была установлена в Паланском районе на участке морского побережья между пос. Усть-Палана и устьем р. Анадырка. Радиолярии были обнаружены во фрагментарном кремнистом разрезе недалеко от контакта двух толщ: вулканогенно-кремнистой и кремнистой. Во фрагменте кремнистого разреза на основе изучения радиолярий был установлен позднеюрско-раннемеловой возраст отложений (по предварительному определению кимеридж – ранний валанжин). Обсуждаемый кимеридж-нижневаланжинский комплекс радиолярий имеет хорошую сохранность. Он был описан Д.В. Куриловым [Курилов, Богданов, 2001] в двух километрах от пос. Усть-Палана, у отметки 263,2 м (см. рис. 1), в пачке темно-серых кремнистых пород (видимой мощностью 6 м), ранее относимых на основании литологического состава пород к верхнемеловой (кампан) ирунейской свите. Пачка кремней обнажается в крупной тектонической пластине, представляющей собой основание тектоностратиграфического кремнистого разреза. Видимая мощность пластины составляет 13 м, при ширине выхода 25 м. В ее основании описана радиоляриевая ассоциация, в которой присутствуют: *Parvicingula* ex gr. *boesii* (Parona), *Williriedellum frequens* (Tan), *Williriedellum* ex gr. *carpathicum* Dumitrica, *Williriedellum* sp. A sensu Matsuoka, *Gongylothorax favosus* Dumitrica, *Zhamoidellum* ex gr. *ovum* Dumitrica, *Sethocapsa* (?) *subcrassitestata* Aita, *Eucyrtidiellum unumaense* Yao (обр. 93/99) (см. [Курилов, Богданов, 2001], табл. 1). Практически все виды установленной Д.В. Куриловым кимеридж-нижневаланжинской ассоциации – *Williriedellum frequens* (Tan), *Williriedellum* ex gr. *carpathicum* Dumitrica, *Williriedellum* sp. A sensu

Matsuoka, *Gongylothorax favosus* Dumitrica, *Zhamoidellum* ex gr. *ovum* Dumitrica, *Eucyrtidiellum unumaense* Yao (за исключением формы *Parvicingula* ex gr. *boesii* (Parona), время существования которой средний оксфорд – апт, и *Sethocapsa* (?) *subcrassitestata* Aita, время существования которой титон–валанжин), имеют распространение средний оксфорд – ранний титон или, скорее кимеридж – ранний титон, в связи с чем предлагается для данной радиоляриевой ассоциации из местонахождения Усть-Палана сузить возраст и считать его кимеридж-раннетитонским.

Титон-берриасский комплекс радиолярий был выделен из красных яшм (обр. 603/5), слагающих межподушечное заполнение вышележащих базальтов вулканогенно-кремнистого комплекса хребта Омгон. Титон-берриасский комплекс включает формы: *Archaeospongoprimum* sp., *Praeconocaryomma* sp. cf. *P. magnimamma* (Rust), *Holocryprocanium barbui* Dumitrica, *Xitis* sp. C, *Coneta* cf. *hsui* Pessagno, *Ristola* sp., *Parvicingula* sp., *Archaeodictyomitra* sp. Он хорошо коррелируется с радиоляриевой ассоциацией *Mirifusus baileyi* Корякского нагорья [Вишневская, 2001].

В горизонте кремнистых аргиллитов (1 м), залегающих непосредственно на базальтах и перекрытых яшмами, были обнаружены позднеберриас-валанжинские бухии *Buchia inflata* (Toula). Из красных яшм (обр. 4/1) и известняков, залегающих на кремнистых аргиллитах, описана раннемеловая (берриас-валанжинская) ассоциация радиолярий.

Таким образом, на восточном побережье Охотского моря вулканогенно-кремнистая толща, вмещающая юрские радиолярии (байос-титонская ассоциация), обнажается в нескольких разрезах Западной Камчатки: на Омгонском хребте [Богданов и др., 1991; Вишневская и др., 1998a; Vishnevskaya et al., 1999; Соловьев и др., 2001] и в Усть-Паланском районе [Курилов, 2000; Курилов, Богданов, 2001]. Сходная радиоляриевая ассоциация была обнаружена и на западном побережье Охотского моря [Вишневская и др., 1998б].

Возраст юрской толщи на побережье Западной Камчатки, как и на западном побережье Охотского моря (Тайгонос), обоснован только

находками радиолярий: байос-батских, оксфорд-титонских и титонских.

Меловая система

Нижний мел

Раннемеловые радиолярии на территории Западной Камчатки впервые были описаны Л.И. Казинцовой и В.М. Лобовым [1987]. Их находки приурочены к кремнистым породам, слагающим небольшой выход на побережье бухты Квачина в 10 км южнее мыса Промежуточный. В кремнистых породах толщи по шлифам была установлена берриас-валанжинская ассоциация радиолярий, которая описана как комплекс с *Eucyrtidium khabakovi-Siphocampe rostrata-Pantenellium*. На основе изучения радиолярий в шлифах Л.И. Казинцовой в комплексе были определены радиолярии: *Pantanelium corrigianensis* Pessagno, *P. (?) berriassianum* Baumgartner, *Tricolocapsa cuvieri* Rust, *Hemicryptocapsa ornata* (Zhamoida), *Cryptamphorella* ex gr. *conara* (Foreman), *Diacanthocapsa ? parva* (Tan), *Siphocampe rostrata* Chabakov, *S. ? ex gr. alexandrae* Chabakov, *Parvicingula khabakovi* (Zhamoida), *Archaeodictyomitra apiarium* (Rust), *Ristola altissima* (Rust), *R. boesii* (Parona), которые и позволили определить его возраст как берриас-валанжинский.

Позднеберриас-валанжинский комплекс радиолярий позднее был установлен в кремнистых известняках мыса Промежуточный хребта Омгон [Вишневская и др., 1998a], залегающих непосредственно выше горизонта с позднеберриас-валанжинскими бухиями *Buchia inflata* (Toula). На основе исследования объемных форм радиолярий в сканирующем электронном микроскопе в комплексе определены радиолярии: *Pantanelium lanceola* (Parona), *Parvicingula khabakovi* (Zhamoida), *Pseudodictyomitra cosmoconica* (Foreman), *Ristola* sp. cf. *Ristola cretacea* (Baumgartner), *Ristola boesii* (Parona), *Thanarla puchra* (Squinabol), *Mirifusus* sp., указывающие на позднеберриас-валанжинский возраст. Он хорошо коррелируется с радиоляриевой ассоциацией

Dibolachras tythopora [Вишневецкая, 2001] Корякского нагорья.

Нижнемеловой комплекс радиолярий был выявлен также в 1987 г. В.С. Вишневецкой в отложениях мыса Хайрюзова в гальке кремней (обр. Л-66/к) и яшм (обр. 66), собранной в конгломератах, обнажающихся в низах базальт-андезитового комплекса района Усть-Хайрюзово (сборы А.А. Ельянова и Г.Б. Цукерника 1986 г.). С помощью химического препарирования была выделена ассоциация радиолярий, представленная формами: *Sphaerostylus* ex gr. *lanceola*, *Pentanellum* cf. *berriasianum*, *Parvicingula ananassa*, *Parvicingula hsui*, *Parvicingula* ex gr. *cosmoconica*, *Mirifusus* ex gr. *mediodilatatus*, однозначно указывающими на раннемеловой – берриас-валанжинский возраст.

Повторная находка гальки кремнистых пород с нижнемеловыми радиоляриями в этом же районе была сделана при проведении полевых работ в 2000 году. По предварительным данным возраст комплекса был определен как валанжинготеривский. После доизучения и съемки радиолярий под сканирующим электронным микроскопом, Т.Н.Палечек здесь были выделены: *Sethocapsa* aff. *S. cometa* (Pantanelli), *Sethocapsa* ex gr. *zinckenii* (Rust), *Stichocapsa* aff. *convexa* Yao, *Tricolocapsa campana* Kiessling, *Siphocanium* ? cf. *davidi* Scaaf, *Syringocapsa* cf. *spinosa* (Squinabol), *Parvicingula* ex gr. *khbakovi* (Zhamoïda), *Parvicingula* cf. *rotunda* Hull, *Parvicingula* sp. cf. *P. rothwelli* Pessagno, *Xitus* sp. cf. *X. spicularis* (Aliev), *Xitus* sp. cf. *X. plenus* Pessagno, *Windalia* (?) sp. G, *Windalia* (?) sp. F, *Pseudodictyomitra* cf. *depressa* Baumgartner, *Archaeodictyomitra apiara* (Rust), *Archaeodictyomitra vulgaris* Pessagno, *Archaeodictyomitra rigida* Pessagno, *Thanarla* cf. *conica* Aliev, *Tritrabs* sp., *Pantanellium* sp. cf. *P. corriganensis* Pessagno, *Praeconocaryomma* ? sp., *Bagotum* sp., *Orbiculiforma* sp., *Hsuum* cf. *mclaughlini* Pessagno et Blome, *Hsuum* cf. *tamanense* Yang, *Mirifusus* sp. Этот комплекс свидетельствует о берриас-валанжинском возрасте некоторых галек (см. статью Т.Н. Палечек и др. в этом же сборнике).

Поскольку в коренных выходах на мысе Хайрюзова пород, аналогичных по составу кремнистым галькам с радиоляриями не известно, то

наличие галек берриас-валанжинских кремней в омгонской серии (альб–коньяк или апт–маастрихт) или берриас-валанжинских яшмовидных кремнистых пород в конгломератах вулканогенной толщи предположительно палеогенового возраста [Палечек и др., 2001] свидетельствует о тектоническом разрушении юрско-валанжинской вулканогенно-кремнистой толщи уже в доальбское или альбское время. Не исключено, что они были выведены в область эрозии и позже.

Таким образом, на восточном побережье Охотского моря вулканогенно-кремнистая толща, вмещающая раннемеловые радиолярии (берриас-валанжинская ассоциация), обнажается только в двух разрезах Западной Камчатки: на мысе Промежуточный Омгонского хребта [Богданов и др., 1991; Вишневецкая и др., 1998а; Vishnevskaya et al., 1999; Соловьев и др., 2001] и в бухте Квачина [Практическое руководство..., 1999]. Это выходы так называемой вулканогенно-кремнистой “кингивеевской” юрско-нижнемеловой толщи, которая была обнаружена не только на восточном побережье Охотского моря, ее выходы известны и на западном побережье Охотского моря [Вишневецкая и др., 1998б]. Возраст толщи обоснован не только находками берриас-валанжинских радиолярий, но и подтвержден макрофауной. В верхах толщи собраны берриас-валанжинские бухии, которые местами образуют массовые скопления – бухиевые банки. Среди бухий определены: *Buchia inflata* (Lahusen), *B. sublaevis* (Keyserling), *B. keyserlingi* var. *sibirica* Sokolov, характерные для берриас-ранневаланжинского времени. Присутствие в верхах разреза (берриас–валанжин) таких тепловодных видов радиолярий как *P. berriasianum* Baumgartner, *Pantanellium corriganensis* Pessagno, *P. lanceola*, *Parvicingula ananassa*, *Parvicingula hsui*, *Parvicingula cosmoconica*, *Mirifusus mediodilatatus*, является свидетельством тетического влияния, а появление кремнисто-карбонатных пород с бухиями, по-видимому, указывает на обмеление бассейна или относительно более мелководную обстановку осадконакопления.

Все позднеюрско-валанжинские радиоляриевые ассоциации приурочены к моменту формирования карбонатно-кремнистого осадочного чехла или времени, которое характеризовалось

преобладанием карбонатно-кремнистого осадочно-накопления.

Меловые отложения Паланского района Западной Камчатки к началу 1980-х гг. по литолого-петрографическим и палеонтологическим данным [Демидов, Сулима, 1982] разделяли на омгонскую серию (альб-турон или апт-маастрихт), ирунейскую (кампан) и устьпаланскую (верхний мел) свиты.

Отложения **омгонской серии** были выделены в приливно-отливной полосе севернее пос. Усть-Палана и в приустьевой части р. Анадырка [Жамойда, 1972]. Разрез сложен песчаниками, аргиллитами и алевролитами (312 м). Органические остатки в отложениях свиты не были установлены. В аналогичных образованиях, обнажающихся в Омгонском хребте, были найдены остатки иноцерамов, характерных, по заключению Л.И. Деструктовой, для альб-верхнетуронских отложений.

К северо-востоку от вершины горы Амбон (мыс Хайрюзова), в береговом разрезе описана толща, представленная переслаивающимися алевролитами и аргиллитами, среди которых встречены терригенно-карбонатные линзы и конкреции. Видимая мощность толщи не превышает 50 м [Палечек и др., 2001]. В песчаных конкрециях собран и определен Е.Ю. Барабошкиным нижнеальбский комплекс моллюсков, представленных многочисленными аммонитами *Grantziceras glabrum* (Whiteaves), *G. sp. indet.* и *G. sp. juv.*; аптихами; двустворками *Arctica sp. indet.*; *Liostraea? sp. indet.*, *Nuculana? sp.*, *Myoconcha? sp. indet.*, *Protocardia sp. p.*, *Pleuromya cf. sikanni* McLearn и гастроподами *Eucyclus? sp. juv.*, а также остатками червей *Ditrupea cornu* Imlay, встречающимися совместно с крупным растительным детритом (см. статью Т.Н. Палечек и др., в этом же сборнике).

Альб-сеноманская радиоляриевая ассоциация в бассейне р. Усть-Палана (обр. 149/99, 150/99, 151/99) обнаружена впервые. Она представлена видами *Holocryptocanium barbui*, *Squinabolum fossilis*, *Stichomitra communis*, *Theocampe simplex*, *T. cylindrica* (обр. 151/99). Возраст ассоциации определен на основании первого появления видов *Squinabolum fossilis*, *Theocampe simplex*, *T. cylindrica*. По степени окатанности и ожелез-

нения радиолярий этой ассоциации можно сделать вывод, что мы имеем дело с переотложенными формами. Важность находки позднеальбско-сеноманской радиоляриевой ассоциации в Паланском районе Западной Камчатки [Курилов, 2000] заключается в том, что она указывает на былое существование среднемеловой яшмовидной кремнистой толщи, которая была тектонически разрушена и эродирована. Переотложенный характер [Курилов, 2000] альб-сеноманской радиоляриевой ассоциации в более поздние кампанские кремни (обр. 151) свидетельствует о наличии позднемеловой (возможно, сантон-раннекампанской) эрозионной деятельности, подобно той, что установлена во многих разрезах, пройденных скважинами в Тихом океане [Басов, Вишневская, 1991]. Западнокамчатский среднемеловой радиоляриевый комплекс, в отличие от тропической альб-сеноманской радиоляриевой ассоциации Восточной Камчатки (обр. 791 из Камчатского мыса), скорее всего, населял умеренные широты. Об этом свидетельствует присутствие в комплексе видов *Theocampe simplex*, *T. cylindrica*, которые являются типичными представителями умеренных широт (Западный Сахалин, Русская плита). Сравнительный анализ морфологических особенностей скелетов вида *Squinabolum fossilis* показывает, что форма из Западного Сахалина имеет массивные иглы, в то время как экземпляры из Восточной Камчатки армированы тончайшими иглками, что также указывает на более высокие палеошироты западнокамчатской ассоциации [Атлас..., 1993].

Как известно, начиная с апта и до конца позднего мела в Тихом океане происходили крупные геологические события, которые привели к изменениям в топографии дна и в характере осадконакопления [Басов, Вишневская, 1991]. Отсутствие баррем-аптских кремнистых осадков в Камчатском регионе, скорее всего, связано с проявлением вулканческой активности. Установление в основании альбских конгломератов омгонской серии кремнистых галек с берриас-валанжинскими радиоляриями также хорошо коррелируется с этим событием.

Начиная со второй половины среднего альба, или уже в конце альба – сеномане, имело место накопление пелагических кремнистых осад-

ков, на что указывают находки позднеальб-сеноманского радиоляриевого комплекса в Паланском районе (обр. 151, 164, [Курилов, 2000]) и Пенжинском районе Западной Камчатки (маметчинская свита, [Казинцова, 1979]). Отголоски тектонической активности в начале этого периода запечатлены в таких фактах, как, например, переотложение среднеюрских кремней в альб-сеноманские осадки [Вишневская, Шикова, 1995]. Именно в апт-сеноманское время произошло значительное расширение области распространения вулканокластических осадков во всем Тихоокеанском регионе [Басов, Вишневская, 1991].

Верхний мел

На начало позднего мела приходится максимум эрозионной деятельности в Тихом океане, с пиком на рубеже сеномана и турона, что было обусловлено тектонической активностью – реорганизацией литосферных плит, сопровождавшейся местами новой фазой вулканизма. Турон-сантонские осадки Охотоморского региона редко представлены пелагическими фациями. Присутствие в паланской свите Западной Камчатки коньяк-сантон-раннекампанских туфогравелитов и агломератов с обломками кремнистых пород, битой ракушей иноцерамов и вулканогенной примесью [Курилов, 2000] может рассматриваться как доказательство возрастания тектонической активности в северо-западной части Тихоокеанского региона. Факты наличия стратиграфических перерывов, фации растворения или переотложения осадков на границе сеномана–турона зафиксированы в разрезах многих скважин Тихого океана.

Первые сведения об участии верхнемеловых толщ в геологическом строении Западной Камчатки были получены в 1932 г. геологом ВНИГРИ М.Ф. Двали [Жамойда, 1972]. Он впервые установил верхнемеловые отложения на Западной Камчатке, а широко развитые вулканы выделил под названием свиты Кинкильского мыса. Севернее устья р. Палана им был выделен верхнемеловой паланский горизонт – чередование красных и зеленых кремнистых “сланцев”, серых кремнисто-туфовых пород с массовым

скоплением раковин *Inoceramus* ex gr. *schmidti* Mich., *Patella gigantea* var. *depressa* Schm. [Жамойда, 1972]. Позднее верхнемеловые отложения были разделены на две свиты – ирунейскую и устьпаланскую. Вулканогенно-кремнистые образования, развитые на морском побережье к северу от пос. Усть-Палана, вошли в состав **ирунейской свиты**. Они представлены кремнистыми сланцами, яшмами, яшмовидными породами, туфами. Именно в основании ирунейской свиты залегает пачка, которую М.Ф. Двали выделял под названием паланского горизонта. Мощность пачки резко меняется. Наиболее полно она представлена на морском побережье в 0,5 км севернее пос. Усть-Палана, где мощность ее достигает 55 м. Стратиграфически выше ее лежит пачка зеленовато-серых окремненных пелитовых и алевролитовых туфов мощностью 400 м. Общая мощность свиты на морском побережье составляет 450–550 м. В отложениях свиты были обнаружены: *Inoceramus* aff. *digitatus* Sow., *In.* ex gr. *schmidti* Mich., *Patella gigantea* var. *depressa* Schm., свидетельствующие о позднемеловом возрасте. Кроме того, А.И. Жамойда и Н.А. Ионина по шлифам определили в яшмах остатки позднемеловых радиолярий [Жамойда, 1972].

В **устьпаланскую свиту** объединили туфо-генно-кремнистые образования, впервые выделенные в бассейне р. Анадырка и в районе пос. Усть-Палана в 1963 г. (Стратиграфический..., 1979). Разрез свиты представлен туфоконгломератами и конгломератами (150 м) зеленовато-серыми, с красноватыми и буроватыми оттенками. Обломки и валуны размером от 2–3 см до 2–3 м сложены почти нацело образованиями ирунейской свиты: яшмами, яшмовидными породами, часто содержащими обломки раковин иноцерамов (из паланского горизонта). Цементирующая масса грубозернистая, состоит из неокатанных обломков кремнистых пород с примесью туфового материала. В отложениях устьпаланской свиты обнаружены остатки радиолярий, среди которых Н.А. Ионина в шлифах [Жамойда, 1972] определила: *Lithocampe* sp., *Dictyomitra* sp., *Stichocapsa* sp., *Cyrtocapsa* sp., характерные, по ее мнению, для верхнемеловых отложений.

Ирунейская свита была исследована на наличие радиолярий в районе горы Ируней (см.

Радиолярии из верхнемеловых

Виды	Мыс	Палана									
	Пятибратка	№ образцов									
	96	134	135	139	145	150	154	155	156	158	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
<i>Phaseliforma carinata</i> Pessagno											
<i>Phaseliforma meganosensis</i> Pessagno											
<i>Phaseliforma laxa</i> Pessagno											
<i>Praestylosphaera hastata</i> (Campbell et Clark)											
<i>Praestylosphaera pusilla</i> (Campbell et Clark)											
<i>Cromyosphaera churini</i> Lipman											
<i>Cromyosphaera vivenkensis</i> Lipman											
? <i>Staurodictya fresnoensis</i> Foreman											
<i>Orbiculiforma monticelloensis</i> Pessagno											
<i>Orbiculiforma quadrata</i> Pessagno											
<i>Orbiculiforma persenex</i> Pessagno											
<i>Crucella plana</i> Pessagno											
<i>Archaeospongoprunum bipartitum</i> Pessagno											
<i>Protoxiphotractus kirbui</i> Pessagno											
<i>Protoxiphotractus perplexum</i> Pessagno											
<i>Spongotripus morenoensis</i> Campbell et Clark											
<i>Pseudoaulophacus lenticulatus</i> (White)											
<i>Pseudoaulophacus floresensis</i> Pessagno											
<i>Pseudoaulophacus praefloresensis</i> Pessagno											
<i>Pseudoaulophacus venadoensis</i> Pessagno											
<i>Prunobrachium sibericum</i> Lipman											
<i>Amphibrachium angustum</i> Lipman											
<i>Amphibrachium spongiosum</i> Lipman											
<i>Dactyliodiscus longispinus</i> Squinabol											
<i>Heliodiscus borealis</i> Vishnevskaya											
<i>Spongostaurus hokkaidoensis</i> Taketani											
<i>Amphipyndax stocki</i> (Campbell et Clark)				A+B	A+B			B+C		A	
<i>Amphipyndax streckta</i> (Empson-Morin)											
<i>Amphipyndax tylotus</i> Foreman											
<i>Amphipyndax ellipticus</i> Nakaseko et Nishimura											
<i>Amphipyndax enesseffi</i> Foreman											
<i>Lithostrobos rostovzevi</i> Lipman											
<i>Theocampe altamontensis</i> (Campbell et Clark)											
<i>Archaeodictyomitra squinaboli</i> Pessagno											
<i>Dictyomitra formosa</i> Squinabol											
<i>Dictyomitra andersoni</i> Campbell et Clark											
<i>Dictyomitra densicostata</i> Pessagno											
<i>Dictyomitra multicostata</i> Zittel											
<i>Dictyomitra urakavaensis</i> Taketani											
<i>Clathrocyclas hyronia</i> Foreman											
<i>Clathrocyclas gravis</i> Vishnevskaya									?		
	st	cp	cp	cp	cp ³⁻ _{m₁}	cp	cp ³⁻ _{m₁}	cp ₂₋₃	cp ³⁻ _{m₁}	cp	

Виды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Coniforma</i> sp.										
<i>Stichomitra foraminosa</i> Taketani										
<i>Stichomitra livermorensis</i> (Campbell et Clark)										
<i>Stichomitra shirshovica</i> Vishnevskaya										
<i>Stichomitra communis</i> Squinabol										
<i>Stichomitra manifesta</i> Foreman										
<i>Stichocapsa matsumotoi</i> (Taketani)										
<i>Stichocapsa euganea</i> Squinabol										
<i>Theocapsomma amphora</i> (Campbell et Clark)										
<i>Theocapsomma comys</i> Foreman										
<i>Theocapsomma ovoidea</i> (Dumitrica)										
<i>Tricolocapsa granti</i> Tan										
<i>Cornutella californica</i> Campbell et Clark										
<i>Bathropyramix campbelli</i> Taketani										
<i>Bathropyramix rara</i> (Campbell et Clark)										
<i>Bathropyramix sanjoaquinensis</i> Camp. et Cl.										
<i>Dictyocephalus lagumen</i> Campbell et Clark										
<i>Lipmanella sacramentoensis</i> Pessagno										
<i>Neosciadiocapsa diabloensis</i> Pessagno										
<i>Schaumellus aufragendus</i> Empson-Morin										
<i>Vitorfus</i> sp.										
<i>Lithostrobus natlandi</i> Campbell et Clark										
<i>Acanthocircus parvulus</i> Campbell et Clark										
<i>Acanthocircus ellipticus</i> Campbell et Clark										
	st	cp	cp	cp	cp ₃ - m ₁	cp	cp ₃ - m ₁	cp ₂₋₃	cp ₃ - m ₁	cp

статью А.Н. Сухова и А.Б. Кузьмичева в данном сборнике). В результате исследования сильно метаморфизованных кремней удалось выделить коньяк-раннекампанскую ассоциацию радиолярий, которая включает виды *Alievium* cf. *superbum* (Squinabol), *Archaeospongoprunum bipartitum* Pessagno, *Cromyosphaera tschurini churini* Lipman, *Pseudoaulophacus* aff. *floresensis* Pessagno, *Orbiculiforma* (?) *sempiterna* Pessagno, *Orbiculiforma* ex gr. *persenex* Pessagno, *Dorypyle* cf. *ovoidea* (Squinabol), *Dictyomitra densicostata* Pessagno, *Archaeodictyomitra squinaboli* Pessagno, *Stichomitra* cf. *livermorensis* (Campbell et Clark), *Stichomitra manifesta* (Campbell et Clark), *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. A. Vishnevskaya. Часть вышеперечисленных видов представлена на фототаблицах (фототабл. 9, 10). Возраст комплекса установлен на основании пер-

вого появления видов *Orbiculiforma persenex* Pessagno, *Archaeodictyomitra squinaboli* Pessagno (коньяк), а также коньяк-раннесантонского индекс-вида *Archaeospongoprunum bipartitum* Pessagno. Верхняя (нижекампанская) граница установлена по последнему появлению видов *Alievium superbum* (Squinabol), *Orbiculiforma persenex* Pessagno, а также присутствию поздне-сантон-раннекампанского индекс-вида *Pseudoaulophacus floresensis* Pessagno [Вишневская, 2001].

Вулканогенно-кремнистая толща, ранее относимая к комплексу образований устьпаланской свиты, также была исследована нами на наличие радиолярий (табл. 2). Выходы вулканогенно-кремнистой толщи протягиваются от устья р. Анадырка вдоль береговой линии на юго-запад по направлению к Усть-Палане примерно на

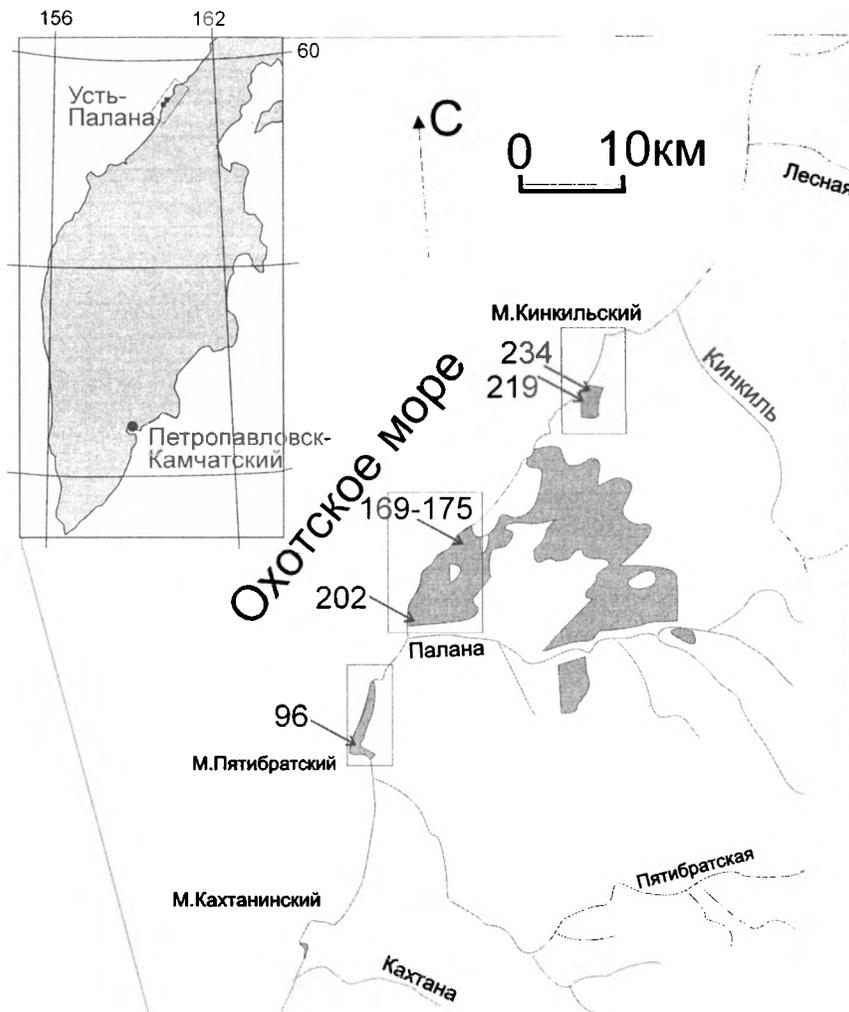


Рис. 2. Местоположения совместных находок радиолярий и планктонных фораминифер на Западной Камчатке

которых извлечена коньяк-сантонская радиоляриево-фораминиферная ассоциация (обр. 173/99). Коньяк-раннесантонская радиоляриевая ассоциация представлена видами: *Archaeospongoprimum bipartitum* Pessagno, *Crucella plana* Pessagno, *Pseudoaulophacus praefloresensis* Pessagno, *Lipmanium ? sacramentoensis* Pessagno, *Dictyomitra urakawaensis* Taketani, *Dictyomitra densicostata* Pessagno, *Amphipyndax ellipticus* Nakaseko et Nishimura, *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), *Cornutella californica* (Campbell et Clark) в основании разреза (обр. 170/99, фототабл. 5, 34) и видами *Pseudoaulophacus* aff. *floresensis* Pessagno, *Pseudoaulophacus* ex gr. *praefloresensis*

Pessagno, *Dictyomitra densicostata* Pessagno, *Dictyomitra* cf. *multicostata* Zittel, *Archaeodictyomitra* cf. *quinaboli* Pessagno, *Stichomitra* ex gr. *manifesta* Foreman, *Stichomitra* aff. *communis* Squinabol, *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. A. Vishnevskaya, *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. B. Vishnevskaya в обр. 171/99 (фототабл. 6, 35).

Выше по разрезу (3,2 м) обнаружена коньяк-раннекампанская ассоциация радиолярий из (обр. 175/99): *Theocapsomma* aff. *amphora* (Campbell et Clark), *Dictyomitra densicostata* Pessagno, *Dictyomitra* cf. *multicostata* Zittel, *Archaeodictyomitra* cf. *quinaboli* Pessagno,

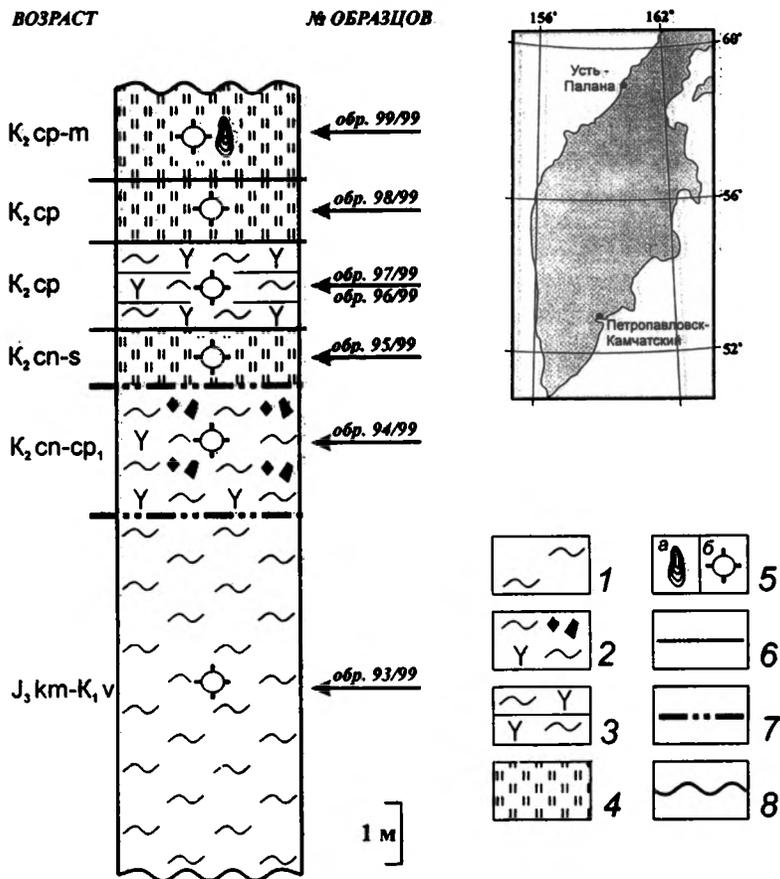


Рис. 3. Тектоностратиграфический разрез из Паланского комплекса (в 2-х км от устья р. Палана)

1 – зеленые и серые кремнистые породы; 2 – светло-зеленые агломераты с кремнисто-туфовым цементом; 3 – туфогенно-кремнистая пачка; 4 – красные сургучные яшмы; 5 – фауна: а – призматические слои иноцерамов, б – радиолярии; 6 – стратиграфические границы; 7 – тектонические контакты; 8 – окончание видимых горизонтов разреза

Stichomitra ex gr. manifesta Foreman, *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. A. Vishnevskaya, *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. B. Vishnevskaya (фототабл. 7, 36).

Одновозрастная и сходная по таксономическому составу фораминиферо-радиоляриевая ассоциация была установлена при повторных работах в Паланском районе в нескольких местонахождениях (см. табл. 2). Ранее из кремнистых прослоев (обр. 84/99, 85/99, 86/99) в вулканогенных образованиях также был выделен комплекс коньяк-нижнекампанских радиолярий, представленный видами: *Phaseliforma carinata* Pessagno, *Porodiscus vulgaris* Lipman, *Orbiculiforma cf. vacaensis*

Pessagno, *Orbiculiforma quadrata* Pessagno, *Amphipyndax stocki* Campbell et Clark [Курилов, 2000; Kravchenko-Berezhnoy et al., 1993].

Коньяк-раннекампанская ассоциация радиолярий была установлена также на контакте туфогенных кремней (обр. 94/99) с юрской тектонической пластиной (обр. 93/99). В светло-зеленых кремнях и яшмах с призматическими слоями иноцерамов (мощностью 2 м) Д.В. Куриловым [2000] описана ассоциация радиолярий: *Cromyosphaera vivenkensis* Lipman, *Patulibracchium* sp. cf. *P. teslaensis* Pessagno, *Pseudoaulophacus floresensis* Pessagno, *Stichomitra manifesta* Foreman, *Dictyo-*

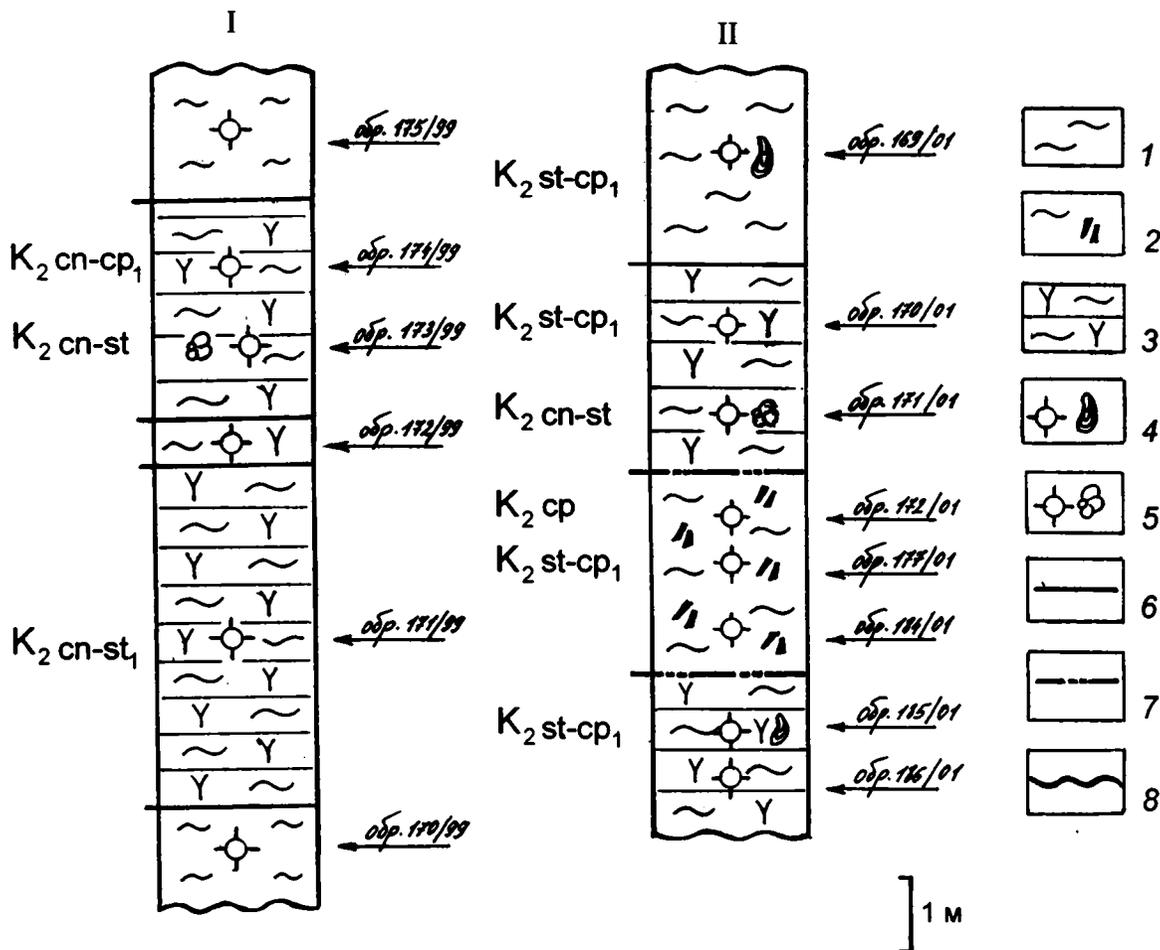


Рис. 4. Фрагменты стратиграфических разрезов из Паланского кремнистого блока (к северу от устья р. Палана)

1 – зеленые и серые кремнистые породы; 2 – светло-зеленые агломераты с кремнисто-туфовым цементом; 3 – туфогенно-кремнистая пачка; 4 – радиолярии и призматические слои иноцерамов; 5 – радиолярии и планктонные фораминиферы; 6 – стратиграфические границы; 7 – тектонические контакты; 8 – окончание видимых горизонтов разреза

mitra ex gr. *multicostata* Zittel, *Amphipyndax* (?) *conicus* (Campbell et Clark), *Theocapsomma* sp., *Archaeodictyomitra* ex gr. *squinaboli* Pessagno, *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), возраст которой определен как коньяк – ранний кампан. В несогласно залегающих светло-красных яшмах мощностью 1 м определены (обр. 95/99) радиолярии: *Cavaspongia antelopensis* Pessagno, *Multastrum* sp. nov., *Savorella spinosa* O'Dogherty, *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), *Eucyrtis*

ex gr. *carnegiensis* Campbell et Clark, *Stichomitra* ex gr. *manifesta* Foreman, *Stichomitra livermorensis* (Campbell et Clark), также указывающие на коньяк-сантонский возраст.

Ранее нами [Вишневская, 2002], в бассейне р. Ватына была описана позднесантон-раннекампанская радиоляриевая ассоциация в серо-зеленых карбонатно-кремнистых прослоях из вулканогенно-кремнистой толщи (местонахождение 64; 61° 40' с.ш.; 172° 50' в.д.), где обнаружены

раковины *Pennatoceras orientalis* (Sokolov), которые позволили Е.А.Языковой отнести про-слои к нижнекампанской зоне *Pennatoceras orientalis* [Атлас..., 1993]. В этих же слоях были определены радиолярии *Heliodiscus borealis* Vishnevskaya, *Spongasteriscus rozanovi* Vishnevskaya, *Prunopyle stanislavi* Vishnevskaya, *Plegmosphaera* sp., *Cromyosphaera vivenkensis* Lipman, *Theocapsomma ? brevitorax* Dumitrica, *T. cf. ancus* (Foreman), *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. A Vishnevskaya, *Amphipyndax conicus* Nakaseko et Nishimura, *Archaeodictyomitra squinaboli* Pessagno, *Dictyomitra densicostata* Pessagno (см. [Вишневская, 2001], фототабл., фиг. 1–9).

На основе радиолярий возраст ассоциации был определен как поздний сантон – ранний кампан. В одних и тех же образцах вместе с радиоляриями были отмыты многочисленные фораминиферы, среди которых определены виды: *Stensioina* cf. *exculpta* (Reuss), имеющий распространение турон–маастрихт, но чаще всего встречаемый в коньяке–сантоне; *Osangularia* aff. *florealis* (White), распространение коньяк–эоцен; *Hyperammia* cf. *nodasariaformis* (Subbotina), характерная форма верхнего мела. Все встреченные фораминиферы являются представителями холодных придонных вод.

Сходная по возрасту ассоциация радиолярий была обнаружена еще в одном геологическом объекте Западной Камчатки – в разрезе светло-зеленых слоистых кремнистых пород, местами сильно окварцованных, залегающих среди базальтов в бассейне р. Тихая (обр. 64/00 DH). Микрофауна представлена ассоциацией радиолярий хорошей сохранности. При микроскопическом изучении этой ассоциации (фототабл. 11–13) были определены следующие формы: *Cromyosphaera tschurini* Lipman, *Orbiculiforma persenex* Pessagno, *O. sp. A.*, *Multastrum flos* Vishnevskaya, *Spongotropus morrenoensis* Campbell et Clark, *Pseudoaulophacus* aff. *floresensis* Pessagno, *Diacanthocapsa euganea* (Squinabol), *Stichomitra manifesta* Foreman, *Stichomitra livermorensis* (Campbell et Clark), *Dictyomitra densicostata* Pessagno и др. Данные виды позволяют считать, что возраст кремнистых образованных вулканогенной толщи соответствует коньяк-раннекампанскому временному интервалу. Со-

вместно с радиоляриями встречены фораминиферы *Planularia* sp., *Rotaliidae* gen. et sp. indet.

Близкая по возрасту радиоляриевая ассоциация встречена во фрагментарном разрезе (мощностью 20 м) кремнистых пород на правом притоке р. Рассошина. Низы этого разреза представлены пачкой ярко-красных глинистых кремней, сменяющихся бледно-зелеными туфовыми кремнями с обилием призматических слоев иноцерамов. Разрез завершается пачкой переслаивания красных глинистых кремней и светло-зеленых плотных кремней без слоев иноцерамов. В процессе обработки образцов из кремнистых пачек была выделена радиоляриевая ассоциация (см. [Курилов, 2002], табл. 1), возраст которой определен как сантон – ранний кампан. Находки радиолярий в основном приурочены к образцам из прослоев красных глинистых кремней верхней части разреза. Выделенная ассоциация радиолярий представлена следующими формами: *Cromyosphaera tschurini* Lipman, *Stichomitra* cf. *manifesta* Foreman, *Stichomitra livermorensis* (Campbell et Clark), *Dictyomitra* sp. A., *Amphipyndax awaensis* Nakaseko et Nishimura, *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark). Кроме того, радиолярии были извлечены из кремнистых будин, находящихся в кровле базальтового потока. Кремнистые породы здесь представлены темно-красными кремнями с призматическими слоями иноцерамов, а также плотными сургучными яшмами. Из красных кремней были выделены следующие формы: *Pseudoaulophacus* aff. *floresensis* Pessagno, *Cromyosphaera vivenkensis* Lipman, *Phaseliforma* cf. *carinata* Pessagno, *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark). Радиолярии хорошей сохранности были получены также и из яшм. Здесь были определены: *Crucella aster* (Lipman), *Cromyosphaera vivenkensis* Lipman, *Stichomitra livermorensis* (Campbell et Clark), *Xitus asymbatos* (Foreman) (RD 4/00). Опираясь на данные изучения радиоляриевого материала (фототабл. 14–16), полученного в ходе лабораторной обработки образцов из пачек кремней, можно сделать заключение, что время накопления кремнистой части разреза р. Рассошина приурочено к сантон-кампанскому интервалу.

Следующий максимум эрозионной активности в западной части Тихого океана приходится

на рубеж сантона–кампана, что, вероятно, явилось следствием тектонического воздымания. Начиная с этого временного рубежа, имеет место формирование градационно-слоистых вулканокластических песчаников с горизонтами вулканобрекчий, переотложенных моллюсков, крупных фораминифер [Басов, Вишневецкая, 1991] и прослоями карбонатно-кремнистых осадков (скв. 165, 313, 315, 316). Возможно, именно с этими событиями связано появление турбидитных туфогенно-кремнистых осадков с битой ракушей иноцерамов в сантон-кампанских слоях, наблюдаемых в Усть-Паланском районе, а также возникновение многочисленных олистостром с кампанским матриксом.

Ранее уже отмечались факты переотложения триасовых [Палечек, 1997] и среднемеловых кремней [Курилов, 2000] в сантон-кампанские кремнисто-терригенные осадки Корякско-Камчатского региона. На относительно небольшие глубины осадконакопления – выше уровня карбонатной компенсации – указывают многочисленные коньяк-кампанские фораминиферы, встреченные в тектонических блоках Усть-Паланского района.

Кампанская ассоциация радиолярий извлечена из пестрых кремней (обр. 96/99, 97/99) Паланского района и представлена: *Orbiculiforma* (?) *quadrata* Pessagno, *Cornutella* ex gr. *californica* Campbell et Clark, *Xitis asymbatos* (Foreman), *Theocapsomma amphora* (Campbell et Clark), *Dictyomitra* cf. *crassispina* (Squinabol), *Dictyomitra multicostata* Zittel, *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), *Ampipyndax* ex gr. *streckta* (Empson-Morin) ([Курилов, Богданов, 2001], табл. II). Она же встречена и в других местонахождениях Паланского района (фототабл. 17).

Как отмечалось ранее [Палечек и др., 2000; Палечек, 2001; Палечек и др., 2003], из кремнистых пород Паланского разреза были описаны многочисленные кампан-маастрихтские радиолярии хорошей сохранности. Некоторые из них приведены на фототаблицах 18–26/3.

Так, на фототаблице 19 представлены позднекампан-маастрихтские радиолярии из кремнистых пород вулканогенной толщи (см. текст. табл. 1 в [Палечек и др., 2003]). Возраст вулканогенной толщи обоснован не только радиоляриями как

позднекампан–маастрихтский, но и K/Ar датировками амфибола из андезибазальтов (72,5±3,5 и 72.0±3,5 млн. лет) как раннемаастрихтский (определения М.М. Аракелянц) [Палечек и др., 2000].

Так как, геология района была детально описана в статье [Палечек и др., 2003], здесь мы остановимся лишь на некоторых характерных радиоляриевых ассоциациях и фотоиллюстрациях, которые не вошли в предыдущие издания.

В обр. 9918/2 из олистолита кремнистых пород позднекампан-маастрихтского возраста выделены: *Phaseliforma carinata* Pessagno, *Praestyllosphaera pusilla* (Campbell et Clark), *Haliomma* sp., *Actinomma* sp., *Amphisphaera priva* (Foreman), *Lithomespilus mendosa* (Krashennikov), *Cromyodruppa concentrica* Lipman, *Orbiculiforma renillaeformis* (Campbell et Clark), *Spongodiscus impressus* Lipman, *S. alveatus* (Sanfilippo et Riedel), *S. rhabdostylus* (Ehrenberg), *Spongurus* sp., *Spongosaturnalis spiniferus* Campbell et Clark, *Pseudoaulophacus lenticulatus* (White), *Prunobrachium* sp., *Eucyrtidium carnegiense* Campbell et Clark, *Stichopilium teslaense* Campbell et Clark, *Stichomitra livermorensis* (Campbell et Clark), *S. campi* (Campbell et Clark), *Amphipyndax Streckta* (Empson-Morin), *Xitus* cf. *asymbatos* (Foreman), *Lithostrobos rostovzevi* Lipman, *Cornutella californica* Campbell et Clark, *Theocampe altamontensis* (Campbell et Clark), *Archaeodictyomitra regina* (Campbell et Clark), *Dictyomitra andersoni* Campbell et Clark, *D. densicostata* Pessagno, *D. multicostata* Zittel, *Clathrocyclas hyronia* Foreman, *Cl. tintinnaeformis* Campbell & Clark, спикулы губок (фототабл. 20, 21).

В одной из наиболее характерных ассоциаций радиолярий кампана–маастрихта (обр. 44, также из олистолита кремнистых пород) встречены: *Phaseliforma carinata* Pessagno, *Praestyllosphaera pusilla* (Campbell et Clark), *P. hastata* (Campbell et Clark), *Haliomma* sp., *Actinomma* sp., *Orbiculiforma* sp., *Spongodiscus alveatus* (Sanfilippo et Riedel), *Spongotripus morenoensis* Campbell et Clark, *Spongosaturnalis* sp., *Pseudoaulophacus* cf. *lenticulatus* (White), *Amphibrachium* cf. *spongiosum* Lipman, *Patulibracchium* cf. *petroleumensis* Pessagno, *Crucella* sp., *Neosciadiocapsa diabloensis* Pessagno, *Theocapsomma* aff. *ampho-*

ra (Campbell et Clark), *Hemicryptocapsa conara* Foreman, *Sciadiocapsa (?) campbelli* Pessagno, *Stichomitra livermorensis* (Campbell et Clark), *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), *A. pseudoconulus* (Pessagno), *Xitus asymbatos* (Foreman), *Novixitus* sp. C, *Lithostrobos rostovzevi* Lipman, *Cornutella californica* Campbell et Clark, *Theocampe altamontensis* (Campbell et Clark), *Theocampe* cf. *yaoi* Taketani, *Archaeodictyomitra regina* (Campbell et Clark), *Dictyomitra andersoni* Campbell et Clark, *D. densicostata* Pessagno, *D. multicostata* Zittel, спикулы губок (фототабл. 22).

Из 10 образцов песчаников и гравелитов матрикса олистостромы также извлечены многочисленные радиолярии, свидетельствующие о кампанском возрасте вмещающих отложений. Наиболее представительные данные в следующих образцах: 75v – ранний–средний кампан, 76b – кампан, 76d – средний–поздний кампан, 77v – ранний–средний кампан (см. текст. табл. 3, [Палечек и др., 2003]) (фототабл. 23–26/3). Очевидно, что в своем большинстве радиолярии из песчаников и гравелитов матрикса являются переотложенными. Поэтому позднекампан-маастрихтский возраст этого комплекса отражает возраст преобладающей (по мощности) части той кремнистой толщи, которая была источником большинства олистолитов и кремнеобломочной части матрикса.

Из кремнистых прослоев в матриксе олистостромы также изучены радиолярии (в 11 образцах) позднекампан-маастрихтского возраста (наиболее представительные – обр. 76a, 76v, 77b). Однако, несмотря на большое количество форм радиолярий, скорее всего свидетельствующих о позднекампан-маастрихтском возрасте матрикса олистостромы, остается вероятность, что формирование олистостромовой толщи продолжалось и в начале палеоцена, на что указывают находки таких форм: *Amphisphaera goruna* (Sanfilippo et Riedel), *Orbiculiforma renillaeformis* (Campbell et Clark), *Spongodiscus alveatus* (Sanfilippo et Riedel), *Spongotrochus polygonatus* (Campbell et Clark) и др. (см. текст. табл. 4, 5, [Палечек и др., 2003]) (фототабл. 23–25).

Кампан-маастрихтская ассоциация описана в образцах из темно-красных яшм (мощностью 1,5 м) с обилием призматических слоев иноце-

рамов, где в комплексе радиолярий (обр. 99/99) определены *Phaseliforma carinata* Pessagno, *Theocapsomma* ex gr. *amphora* (Campbell et Clark), *Stichomitra* ex gr. *shirshovica* Vishnevskaya, *Schaumellus (?) aufragendus* Empson-Morin, *Dictyomitra* cf. *multicostata* Zittel. (см. [Курилов, 2000], табл. II) и в пачке кремней *Amphipyndax stocki*, *Stichomitra livermorensis*, *Xitus asymbatos*, *Patulibracchium (?) petroleumensis* (местонахождение: Усть-Палана, обр. 145/99).

Кампан-маастрихтская ассоциация описана также в блоке, сложенном переслаивающимися сургучными и зелеными кремнями (20 м мощности) с линзами гравелитов, зеленых и серо-зеленых неслоистых кремней (Усть-Палана, обр. 152/99, 153/99, 154/99), где был установлен сантон-маастрихтский возраст по ассоциации радиолярий: *Phaseliforma meganosensis*, *Staurodictya fresnoensis*, *Spongosaturnalis parvulus*, *Clathrocyclas* sp., *Theocampe altamontensis*, *Dictyomitra andersoni*, *Stichomitra livermorensis*, *Amphipyndax conicus*, *Cryptamphorella (?) sphaerica*, *Archaeodictyomitra (?) regina*, *Protoxiphotractus perplexus*, *Clathrocyclas tintinaeformis*, *Clathrocyclas zukanovi* ([Курилов, 2001] и статья Курилова в данном сборнике).

Одновозрастная ассоциация радиолярий обнаружена при проведении повторных работ на Западной Камчатке в 2001 г. в самом северном обнажении Паланского района (обр. 194/01, Коваленко и др., в печати). Она включает виды: *Cromyosphaera vivenkensis* Lipman, *Phaseliforma laxa* Pessagno, *Protoxiphotractus perplexus* Pessagno, *Stichomitra livermorensis* (Campbell et Clark), *Lithostrobos ? natlandi* Campbell et Clark, *Cornutella californica* Campbell et Clark (фототаблица 18). Здесь, как и в обр. 78/01, присутствуют многочисленные крупные фазелиформиды, которые, по мнению американских радиоляристов, фиксируют самые верхи кампана [Pujana, 2002]. В обр. 78/01 они встречаются совместно с крупными битыми фрагментами спикул кремневых губок и, скорее всего, указывают на факт переотложения осадков. Поэтому для данной ассоциации нами, как и новозеландским радиоляристом К. Холлисом [Hollis, 1997], принят более широкий возрастной диапазон – поздний кампан – ранний маастрихт.

Последнее мезозойское усиление эрозионных процессов в осадках не только Тихого океана, но и всего Мирового океана имело место на рубеже мела и палеогена. С этим временным этапом, как известно, связан ряд биологических (массовые вымирания) и тектонических событий глобального масштаба. Следует подчеркнуть, что максимум встречаемости переотложенной кампан-маастрихтской фауны приходится именно на этот интервал. Более того, этот интервал является единственным интервалом, не совпадающим по времени с падением уровня океана. Установление кампан-маастрихтских и даже раннепалеоценовых олистостром в Усть-Паланском районе Западной Камчатки [Палечек и др., 2000] также свидетельствует о продолжении активных тектонических процессов, происходивших на рубеже мела–палеогена и, вероятно, связанных с перемещением тихоокеанских литосферных плит в северо-северо-западном направлении.

Заключение

Суммируя полученные данные, можно заключить, что возраст кремнистых пород Западной Камчатки охватывает шесть временных интервалов, на что указывают находки байос-батских, оксфорд-титонских, берриас-валанжинских, альб-сеноманских, коньяк-раннекампанских и позднекампан-маастрихтских радиолярий.

Кремнистые породы Омгонского хребта сформировались на протяжении средней юры –

раннего мела. Возраст кремнистых пород Паланского района Западной Камчатки охватывает три продолжительных временных интервала, на что указывают находки кимеридж-валанжинских, альб-сеноманских и коньяк-маастрихтских радиолярий.

Совместные находки карбонатной и кремнистой микрофауны на Западной Камчатке приобретают особое значение, поскольку, во-первых, позволяют уверенно датировать коньяк-сантонский интервал, наличие которого ранее в этом регионе ставилось под сомнение, а, во-вторых, указывают на более низкие палеошироты формирования рассматриваемых кремнистых осадков.

Исследованный радиоляриевый материал показал принципиальную возможность и эффективность использования радиоляриевого анализа при восстановлении палеогеографических палеообстановок не только для различных интервалов девона [Vishnevskaya et al., 2002], юры [Vishnevskaya, Murchey, 2002] и границы юры–мела [Вишневская и др., 2003б], но и для позднего мела.

Авторы выражают благодарность сотрудникам ИЛРАН Д.В. Коваленко, С.А. Паланджану, А.Н. Сухову, Е.Е. Чернову и В.Д. Чеховичу за конструктивные критические замечания, В.В. Бернаруду за микрорентгосъемку.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 00-05-64301, № 03-05-64425), программы государственной поддержки ведущих научных школ (НШ-1980.2003.5).

**ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ МЕЛОВЫХ РАДИОЛЯРИЙ
ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ
(Фото табл. 5–7, 9–16)**

Actinomma (?) *davisensis* Pessagno

Табл. 11, фиг. 1

Г о л о т и п. *Actinomma davisensis*: Pessagno, 1976, с. 43, табл. 4, фиг. 14, 15, №165670, Национальный музей США. Калифорния, отложения Грейт-Велли, местонахождение NSF 432. Турон.

О р и г и н а л. № 53/2001(1), обр. 64/00ДН (табл. 11, фиг. 1), ИЛРАН, р. Тихая, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан.

О п и с а н и е. Раковина сферической формы. Наружная оболочка с массивной, толстой решеткой и с четырьмя массивными главными трехлучевыми заостренными иглами. Поверхность наружной раковины с круглыми порами, расположенными в пяти-шестиугольных обрамлениях.

Р а з м е р ы (мк). Диаметр раковины 165, длина игл 90–105, средний диаметр пор 5–10.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Тихая, обр. 64/00ДН. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Турон Калифорнии, верхний кампан – маастрихт Корякского нагорья, коньяк–сантон Большого Кавказа, коньяк–раннекампанская ассоциация радиолярий Западной Камчатки.

Actinomma sp.

Табл. 6, фиг. 1; Табл. 7, фиг. 1

О р и г и н а л. № 432/2001(2), обр. 171/99 К (табл. 6, фиг. 1), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк – нижний сантон;

№ 394/2001(2), обр. 175/99 К (табл. 7, фиг. 1), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан.

С р а в н е н и е. Форма (табл. 6, фиг. 1) от других видов этого рода отличается большим размером пор. Форма (табл. 7, фиг. 1) от других видов этого рода отличается овальной формой, меньшим размером пор, их конфигурацией и меньшим размером игл.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 6, фиг. 1) диаметр раковины без игл 175, высота игл 65–105, средний диаметр пор 15–20; у формы (табл. 7, фиг. 1) средний диаметр раковины 190–210; диаметр пор 5–12,5.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 171/99К (табл. 6, фиг. 1), обр. 175/99К (табл. 7, фиг. 1). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Коньяк–сантон Западной Камчатки.

Amphipyndax awaensis Nakaseko et Nishimura.

Табл. 16, фиг. 8

Г о л о т и п. *Amphipyndax awaensis*: Nakaseko et al., 1979, с. 21, табл. 6, фиг. 16. Япония, юго-западная часть, формация Анан. Альб–сеноман.

О р и г и н а л. № 201/2001(1), обр. RD 20/00 (табл. 16, фиг. 8), ИЛРАН, р. Рассошина, Западная Камчатка, сантон–кампан.

О п и с а н и е. Раковина многосегментная, овально-вытянутой формы, с конической апикальной частью и суживающейся дистальной. Цефалис полусферический. Поверхность раковины внешне гладкая, без пережимов. Стенки раковины пронизаны крупными округлыми порами с шестиугольными обрамлениями расположенными в шахматном порядке поперечными рядами. Устье округлое открытое.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 16, фиг. 8) высота раковины 600, ширина раковины 300, диаметр пор 10–20.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Рассошина, обр. RD 20/00 (табл. 16, фиг. 8). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Низы верхнего альба Сахалина; альб–турон Японии; сантон–кампан Западной Камчатки.

***Amphipyndax ellipticus* Nakaseko et Nishimura**

Табл. 5, фиг. 8

Г о л о т и п. *Amphipyndax ellipticus*: Nakaseko et Nishimura, 1981, с. 144, табл. 12, фиг. 7, 8а, в. Япония, юго-западная часть, группа Шиманто. Альб–сеноман.

О р и г и н а л. № 11/2001(2), обр. 170/99 К, ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк – нижний сантон.

О п и с а н и е. Раковина многокамерная, умеренно-широкая, высокая, постепенно увеличивающаяся к устьевой части. У последних двух камер наблюдается небольшое сужение. Цефалис крупный конический. Поверхность раковины пронизана крупными округлыми порами, расположенными в шахматном порядке поперечными рядами по два-три на камере. Устье открытое круглое.

Р а з м е р ы (мк). Длина раковины 311; ширина раковины в центральной части 172; ширина раковины в приустьевой части 188; длина цефалиса 55; ширина цефалиса 66; средний диаметр пор 5.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 170/99К. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний сеноман – верхний коньяк Сахалина, альб–кампан Японии, коньяк–сантон западной Камчатки.

***Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark)**

Табл. 5, фиг. 9, 10; Табл. 15, фиг. 5, 6; Табл. 16, фиг. 6, 7, 9–11;

Г о л о т и п. *Stichocapsa stocki*: Campbell et Clark, 1944, с.44, табл. 8, фиг. 31–33. Калифорния, формация Морено, округ Тесла. Кампан.

О р и г и н а л. № 212/2001(1), обр. RD 18/00 (табл. 16, фиг. 11), ИЛРАН, р. Рассошина, Западная Камчатка, сантон–кампан;

№ 224/2001(1), № 130/2001(1), № 142/2001(1), № 137/2001(1), № 227/2001(1), № 137/2001(1), обр. RD 20/00 (табл. 16, фиг. 6, 7, 9, 10), ИЛРАН, р. Рассошина, Западная Камчатка, сантон–кампан;

№ 173/2001(1), № 169/2001(1), обр. RD 20/00 (табл. 15, фиг. 5,6), ИЛРАН, р. Рассошина, Западная Камчатка, сантон–кампан;

№ 51/2001(2), № 7/2001(2), обр. 170/99К (табл. 5, фиг. 9,10), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк – нижний сантон.

О п и с а н и е. У форм (табл. 16, фиг. 7; табл. 16, фиг. 9–11; табл. 15, фиг. 5, 6) раковина многокамерная, коническая, постепенно расширяющаяся к последней камере, которая слегка сужена к устью. Цефалис шишкоподобный, без пор и апикальной иглы, внешне он отшнурован от конической части раковины шейным отделом. Последующие камеры имеют форму усеченных конусов. Наружные пережимы между камерами практически не выражены. Высота камер увеличивается постепенно, ширина так же. Внешне скелет гладкий, вся поверхность пронизана крупными округлыми порами с многоугольными поровыми рамками, расположенными по два-три ряда на каждой камере в шахматном порядке. В приустьевой части раковины поры заметно увеличиваются в размерах. Устье открытое широкое.

У форм (табл. 5, фиг. 9, 10) раковина многокамерная, коническая. Наружные пережимы между камерами развиты. У раковин насчитывается шесть камер. Цефалис крупный, шишкоподобный. Поры округлые, обычно расположены в многоугольных обрамлениях. На поверхности раковины поры расположены в шахматном порядке. На каждой камере насчитывается 3-4 ряда пор. В центральной части раковины на полуокружности в одном ряду расположено обычно шесть пор. Поры неравновеликие, в центральной части каждой камеры они заметно увеличиваются в размерах, чем по краям камер.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 16, фиг. 6) высота раковины 590, ширина раковины 200, длина последней камеры 120;

у формы (табл. 16, фиг. 7) высота раковины 580, ширина раковины 210–360, ширина устья 380, диаметр пор 10–36;

у формы (табл. 16, фиг. 9) высота раковины 430, ширина раковины 150, средний диаметр пор 20;

у формы (табл. 16, фиг. 10) высота раковины 580, ширина раковины 260, средний диаметр пор 20;

у формы (табл. 16, фиг. 11) высота раковины 510, ширина раковины 250, средний диаметр пор 10;

у формы (табл. 15, фиг. 5) высота раковины 346, ширина раковины 220, ширина устья 286, высота цефалиса 40, ширина цефалиса 46, минимальный диаметр пор 6, максимальный диаметр пор 20;

у формы (табл. 15, фиг. 6) высота раковины 509, ширина раковины 245, ширина устья 290, высота цефалиса 72, ширина цефалиса 54, минимальный диаметр пор 8, максимальный диаметр пор 24;

у формы (табл. 5, фиг. 9) длина раковины 295, ширина раковины в центральной части 130, ширина раковины в приустьевой части 180, длина цефалиса 45, ширина цефалиса 40, максимальный диаметр пор 11,5, минимальный диаметр пор 4,5;

у формы (табл. 5, фиг. 10) длина раковины 310, ширина раковины в центральной части 120, ширина раковины в приустьевой части 175, длина цефалиса 25, ширина цефалиса 40, максимальный диаметр пор 15, минимальный диаметр пор 5.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Рассошина, обр. RD 18/00 (табл. 16, фиг. 11), обр. RD 20/00 (табл. 16, фиг. 6, 7, 9, 10; табл. 15, фиг. 5, 6); бассейн р. Усть-Палана, обр. 170/99К (табл. 5, фиг. 9, 10). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний мел – палеоцен США (Калифорния), Румынии, Тихого и Атлантического океана, Японии, Западной Сибири, Карпат; нижний альб – кампан Сахалина; сантон–кампан Западной Камчатки.

Amphipyndax cf. stocki (Campbell et Clark)

Табл. 14, фиг. 10

О р и г и н а л. № 207/2001(1), обр. 18/00RD, ИЛРАН, р. Рассошина, Западная Камчатка, сантон – нижний кампан.

О п и с а н и е. Раковина многокамерная, коническая, постепенно расширяющаяся к последней камере, которая слегка сужена к устью. Цефалис шишкоподобный, без пор и апикальной иглы. Последующие камеры имеют форму усеченных конусов. Наружные пережимы между камерами практически не выражены. Высота камер увеличивается постепенно, ширина так же. Внешне скелет гладкий, вся поверхность пронизана крупными округлыми порами с многоугольными поровыми рамками, расположенными по два-три ряда на каждой камере в шахматном порядке.

Р а з м е р ы (мк). Высота раковины 305, ширина раковины 165, средний диаметр пор 5.

С р а в н е н и е. От других форм этого вида отличается отсутствием межкамерных пережимов, и внешним строением наружной раковины.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Рассошина, обр. 18/00RD. Западная Камчатка.

Распространение. Нижний мел – палеоцен США (Калифорния), Румынии, Тихого и Атлантического океана, Японии, Западной Сибири, Карпат; нижний альб – кампан Сахалина; сантон – нижний кампан Западной Камчатки.

***Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. A. Vishnevskaya**

Табл. 6, фиг. 11; Табл. 7, фиг. 9, 10, 12; Табл. 10, фиг. 6;

Табл. 14, фиг. 11; Табл. 15, фиг. 8

Amphipyndax stocki (Campbell et Clark) var. A. Vishnevskaya: Vishnevskaya, 1984, с. 190, фиг. 1 a–d, 2 a–c; Богданов и др., 1987, с. 52, табл. 5, фиг. 2–6.

О р и г и н а л. № 426/2001(2), обр. 171/99К (табл. 6, фиг. 11), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк – нижний сантон;

№ 369/2001(2), № 365/2001(2), № 380/2001(2), обр. 175/99К (табл. 7, фиг. 9, 10, 12), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан;

№ 273/2001(1), обр. 59(1)/99ДИ (табл. 10, фиг. 6), ИЛРАН, г. Ируней, хр. Паншетаям, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан;

№ 183/2001(1), обр. 18/00RD (табл. 14, фиг. 11), № 164/2001(1), обр. 20/00RD (табл. XIX, фиг. 8) ИЛРАН, р. Рассошина, Западная Камчатка, сантон – нижний кампан.

О п и с а н и е. Раковина коническая, с широким устьем. У формы (табл. 6, фиг. 11) длина раковины 244, ширина раковины 144, длина цефалиса 20, ширина цефалиса 36, максимальный диаметр пор 8, минимальный диаметр пор 4;

у формы (табл. 7, фиг. 9) длина раковины 295, ширина раковины 130, длина цефалиса 30, ширина цефалиса 40, максимальный диаметр пор 10, минимальный диаметр пор 5;

у формы (табл. 7, фиг. 10) длина раковины 300, ширина раковины 150, длина цефалиса 35, ширина цефалиса 40, максимальный диаметр пор 7,5, минимальный диаметр пор 2,5;

у формы (табл. 7, фиг. 12) длина раковины 310, ширина раковины 155, длина цефалиса 35, ширина цефалиса 45, максимальный диаметр пор 10, минимальный диаметр пор 5;

у формы (табл. 10, фиг. 6) длина раковины 300, ширина раковины 155, длина цефалиса 25, ширина цефалиса 30, максимальный диаметр пор 10, минимальный диаметр пор 5;

у формы (табл. 14, фиг. 11) длина раковины 393, ширина раковины 180, длина цефалиса 40, ширина цефалиса 46, максимальный диаметр пор 8, минимальный диаметр пор 4;

у формы (табл. 15, фиг. 8) длина раковины 541, ширина раковины 225, длина цефалиса 75, ширина цефалиса 50, максимальный диаметр пор 15, минимальный диаметр пор 8.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 171/99К (табл. 6, фиг. 11), обр. 175/99К (табл. 7, фиг. 9, 10, 12); г. Ируней, хр. Паншетаям, обр. 59(1)/99ДИ (табл. 10, фиг. 6); бассейн р. Рассошина, обр. 18/00RD (табл. 14, фиг. 11), обр. 20/00RD (табл. 15, фиг. 8). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Баррем–сантон, альб – средний кампан Корякского нагорья, Камчатки, Тихого океана.

***Amphipyndax* (?) *stocki* (Campbell et Clark) var. A. Vishnevskaya**

Табл. 10, фиг. 8

О р и г и н а л. № 288/2001(1), обр. 59(3)/99ДИ, ИЛРАН, г. Ируней, хр. Паншетаям, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан.

О п и с а н и е. Раковина коническая, с широким устьем. Наружные пережимы между камерами не выражены. Цефалис слабо выраженный, в виде сферы, постепенно переходящей в последующий сегмент. Поры округлые с гексагональными обрамлениями, расположены рядами. Поры немного увеличиваются в размерах в дистальной части раковины. Количество пор в одном ряду средней части раковины на полусфере 8-9, количество поперечных рядов пор на одном сегменте 3-4.

Р а з м е р ы (мк). Длина раковины 310, ширина раковины 140, длина цефалиса 20, ширина цефалиса 30, максимальный диаметр пор 6, минимальный диаметр пор 2,5.

С р а в н е н и е. От других форм этого вида отличается формой и внешним строением раковины, что связано с плохой сохранностью формы.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Гора Ируней, хр. Паншетаям, обр. 59(3)/99ДИ. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Баррем–сантон, альб – средний кампан Корякского нагорья, Камчатки, Тихого океана.

Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. *B. Vishnevskaya

Табл. 6, фиг. 12; Табл. 7, фиг. 11; Табл. 15, фиг. 9, 10

Amphipyndax stocki (Campbell et Clark) var. *B. Vishnevskaya*: Vishnevskaya, 1984, с. 190, фиг. 1e, 2b,c,d; Богданов и др., 1987, с. 57, табл. 6, фиг. 1–5.

О р и г и н а л. № 408/2001(2), обр. 171/99К (табл. 6, фиг. 12), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк – нижний сантон;

№ 383/2001(1), обр. 175/99К (табл. 7, фиг. 11), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан;

№ 168/2001(1), № 172/2001(1), обр. 20/00RD (табл. 15, фиг. 9,10), ИЛРАН, р. Рассошина, Западная Камчатка, сантон – нижний кампан.

О п и с а н и е. У форм (табл. 6, фиг. 12; табл. 7, фиг. 11) раковина коническая многокамерная, в приустьевой части постепенно переходящая в цилиндрическую. Цефалис конический с округлой вершиной. Наружная поверхность раковины с отчетливой сегментацией. Округло-гексагональные поры располагаются в шахматном порядке, и имеют гексагональные обрамления. Поры не равные, в центральной части они крупнее. Количество пор в одном ряду средней части раковины на полусфере 8-9, количество поперечных рядов пор на одном сегменте 3-4.

У форм (табл. 15, фиг. 9,10) раковина многокамерная, цилиндрической формы, в приустьевой части имеет форму перевернутого конуса. Цефалис гладкий шишкоподобный, в виде конуса с закругленной вершиной. Округло-гексагональные поры располагаются в шахматном порядке, и имеют гексагональные обрамления. Поры не равные, в центральной части они крупнее. Количество пор в одном ряду средней части раковины на полусфере 7-8, количество поперечных рядов пор на одном сегменте 3-4.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 6, фиг. 12) длина раковины 315, ширина раковины 155, длина цефалиса 45, ширина цефалиса 40–45, максимальный диаметр пор 10, минимальный диаметр пор 5;

у формы (табл. 7, фиг. 11) длина раковины 244, ширина раковины 108, длина цефалиса 40, ширина цефалиса 24, максимальный диаметр пор 8, минимальный диаметр пор 4;

у формы (табл. 15, фиг. 9) длина раковины 618, ширина раковины 190, длина цефалиса 72, ширина цефалиса 45, максимальный диаметр пор 16, минимальный диаметр пор 8;

у формы (табл. 15, фиг. 10) длина раковины 636, ширина раковины 172, длина цефалиса 54, ширина цефалиса 36, максимальный диаметр пор 14, минимальный диаметр пор 6.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 171/99К (табл. 6, фиг. 12), обр. 175/99К (табл. 7, фиг. 11); бассейн р. Рассошина, обр. 20/00RD (табл. 15, фиг. 9,10). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний сантон – нижний маастрихт Корякского нагорья, Камчатки, Центрального Кавказа, Тихого океана.

***Archaeodictyomitra* (?) *quinaboli* Pessagno**

Табл. 9, фиг. 10

Г о л о т и п. *Archaeodictyomitra* cf. *quinaboli*: Pessagno, 1976, с. 50, табл. 5, фиг. 2, 3, № 186360, Национальный музей США. Калифорния, отложения Грейт-Велли, местонахождение NSF 432. Турон.

О р и г и н а л. № 271/2001(1), обр. 59(1)/99ДИ, ИЛРАН, г. Ируней, хр. Паншетаям, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан.

О п и с а н и е. Раковина многокамерная (до 10 камер), удлиненная, коническая, плавно расширяющаяся к последней камере, а затем слегка сужающаяся. Цефалис маленький, полусферический. Торакс и все последующие камеры трапещиевидной формы, за исключением последней, имеющей форму перевернутой трапещии. Поверхность раковины гладкая, в основном, без пережимов, вся покрыта мелкими ребрами. На полуокружности раковины насчитывается 12 ребер. Между ребрами располагаются круглые поры по одному продольному ряду. На каждом сегменте насчитывается по четыре поперечных рядов пор. Сквозные поры начинаются с третьей камеры. Устье небольшое, округлое, открытое.

Р а з м е р ы (мк). Высота раковины 340, ширина раковины 125–145, средний диаметр пор 5.

С р а в н е н и е. От других форм этого вида отличается цилиндрической формой раковины.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Гора Ируней, хр. Паншетаям, обр. 59(1)/99ДИ. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний сеноман – верхний кампан Сахалина, коньяк–кампан Корякского нагорья, альб–сеноман Калифорнии, Японии, коньяк–кампан Беринговоморского региона России, коньяк–раннекампанская ассоциация Западной Камчатки.

Archaeodictyomitra cf. squinaboli Pessagno

Табл. 6, фиг. 6; Табл. 7, фиг. 5; Табл. 10, фиг. 10

О р и г и н а л. № 421/2001(1), обр. 171/99К (табл. 6, фиг. 6), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк – нижний сантон;

№ 400/2001(2), обр. 175/99К (табл. 7, фиг. 5), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан;

№ 276/2001(1), обр. 59(3)/99ДИ (табл. 10, фиг. 10), ИЛРАН, г. Ируней, хр. Паншетаям, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан.

О п и с а н и е. Раковина многокамерная (до 10 камер), удлиненная, коническая, плавно расширяющаяся к последней камере, а затем слегка сужающаяся. Цефалис маленький, полусферический. Торакс и все последующие камеры трапещиевидной формы, за исключением последней, имеющей форму перевернутой трапещии. Поверхность раковины гладкая, в основном, без пережимов, вся покрыта мелкими ребрами. На полуокружности раковины насчитывается 11–12 ребер. Между ребрами располагаются круглые поры по одному продольному ряду. На каждом сегменте насчитывается по четыре поперечных рядов пор. Сквозные поры начинаются с третьей камеры. Устье небольшое, округлое, открытое.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 6, фиг. 6) высота раковины 310, ширина раковины 115–135, средний диаметр пор 5;

у формы (табл. 7, фиг. 5) высота раковины 295, ширина раковины 109–138, средний диаметр пор 4;

у формы (табл. 10, фиг. 10) высота раковины 320, ширина раковины 110–130, средний диаметр пор 5.

С р а в н е н и е. От других форм этого вида отличается конической формой и мелкой скульптурой наружной поверхности раковины.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 171/99К (табл. 6, фиг. 6), обр. 175/99К (табл. 7, фиг. 5); г. Ируней, хр. Паншетаям, обр. 59(3)/99ДИ (табл. 10, фиг. 10). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний сеноман – верхний кампан Сахалина, коньяк–кампан Корякского нагорья, альб–сеноман Калифорнии, Японии, коньяк–кампан Беринговоморского региона России, коньяк–кампан Западной Камчатки.

Archaeospongoprunum bipartitum Pessagno

Табл. 5, фиг. 1

Г о л о т и п. *Archaeospongoprunum bipartitum* Pessagno: Pessagno, 1973, с. 59-60, табл. 11, фиг. 4–6. США, штат Калифорния отложения Грейт-Велли.

О р и г и н а л. № 33/2001(2), обр. 170/99К (табл. 5, фиг. 1), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк – нижний сантон.

О п и с а н и е. Раковина имеет форму эллипсоидального цилиндра, состоящего из двух долей, разделенных пережимом в центральной части раковины. На каждом полярном крае расположено по одной длинной массивной игле. На иглах расположены ребра, закрученные по часовой стрелке. Поры маленькие, гексагональные. Внутренняя поверхность раковины губчатая.

Р а з м е р ы (мк). Высота центральной части раковины (без игл) 360, ширина в области долей 200, высота иглы 320, средний диаметр пор 12.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 170/99К. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Коньяк–сантон Калифорнии, Японии, Беринговоморского и Охотоморского региона России, Русской платформы, турон Италии.

Cornutella californica Campbell et Clark

Табл. 5, фиг. 11

Г о л о т и п. *Cornutella californica* Campbell et Clark: Campbell, Clark, 1944, с. 22-23, табл. 7, фиг. 33, 34; Vishnevskaya, 1987, с. 61-62, табл. 11, фиг. 4, 5.

О р и г и н а л. № 31/2001(2), обр. 170/99К (табл. 5, фиг. 11), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк – нижний сантон.

О п и с а н и е. Раковина конусовидная, с длинным апикальным рогом. Поверхность раковины гладкая, без межкамерных пережимов. Стенки раковины пронизаны крупными округлыми порами, находящимися в многоугольных обрамлениях. Устье открытое широкое.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 5, фиг. 11) высота раковины 295, ширина раковины в приустьевой части 128, средний диаметр пор 7.

М е с т о н а х о ж д е н и е. бассейн р. Усть-Палана, обр. 170/99К (табл. 5, фиг. 11). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Кампан–палеоцен Беринговоморского региона России, кампанская ассоциация радиолярий Западной Камчатки.

Cromyosphaera (?) tschurini Lipman

Табл. 16, фиг. 1; Табл. 13, фиг. 1; Табл. 9, фиг. 1

Г о л о т и п. *Cromyosphaera tschurini*: Lipman, Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 129, с. 94, табл. 1, фиг. 10–12.

О р и г и н а л. № 208/2001(1), обр. RD 18/00 (табл. 6, фиг. 1), ИЛРАН, р. Рассошина, Западная Камчатка, сантон–кампан;

№ 92/2001(1), обр. 64/00 ДН (табл. 13, фиг. 1), ИЛРАН, р. Тихая, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан;

№ 298/2001(1), обр. 59(1)/99ДИ (табл. 9, фиг. 1), ИЛРАН, г. Ируней, хр. Паншетаям, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан.

О п и с а н и е. Скелет сферический, пористый. Раковина состоит из трех видимых концентрических сфер, соединенных с друг другом радиальными перемычками. На наружной сфере располагаются небольшие иглы. Поверхность внутренней сферы пронизана рядами мелких округлых пор с многоугольными обрамлениями. К наружной сфере поры заметно увеличиваются в размерах, а их

обрамления становятся гексагональными. Оболочки раковины соединены друг с другом перекладинами, круглыми в овальном сечении.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 16, фиг. 1) диаметр центральной внутренней сферы 110, диаметр пор 9, диаметр промежуточной сферы 227, толщина стенки 27, диаметр наружной сферы 400, толщина стенки 54, высота игл 9;

у формы (табл. 13, фиг. 1) диаметр центральной сферы 120, средний размер пор 8–10, средний диаметр промежуточной сферы 280, толщина стенки 40, ширина наружной оболочки раковины 300, длина 460, толщина стенки 20–40;

у формы (табл. 9, фиг. 1) диаметр центральной внутренней сферы 120, диаметр пор 10, длина перемычек, отходящих от центральной сферы 40, диаметр промежуточной сферы 290, толщина стенки 40, диаметр наружной сферы 420, толщина стенки 20, длина перемычек между наружной и внутренней сферой 20.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Рассошина, обр. RD 18/00 (табл. 16, фиг. 1); бассейн р. Тихая, обр. 64/00 ДН (табл. 13, фиг. 1); г. Ируней, хр. Паншетаям, обр. 59(1)/99ДИ (табл. 9, фиг. 1). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний мел Корякского нагорья; сантон-кампанская ассоциация Западной Камчатки.

Cromyosphaera vivenkensis Lipman

Табл. 13, фиг. 2

Г о л о т и п. *Cromyosphaera vivenkensis*: Lipman, 1967, с. 92-93, табл. 1, фиг. 1–9, табл. 2, фиг. 1–4.

О р и г и н а л. № 124/2001(1), обр. 64/00 ДН (табл. 13, фиг. 2), ИЛРАН, р. Тихая, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан.

О п и с а н и е. Скелет сферический пористый, состоящий из четырех концентрических сфер. Оболочки соединяются тесно расположенными перекладинами. Поры центральной сферы круглые с многоугольными обрамлениями. К наружной сфере поры увеличиваются в размерах, однако, остаются округлой формы с многоугольными обрамлениями.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 13, фиг. 2) диаметр внутренней центральной сферы 80, средний диаметр пор 9, диаметр наружной сферы 460, толщина наружной сферы 40.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Тихая, обр. 64/00 ДН (табл. 13, фиг. 2). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний мел – эоцен Корякского нагорья, хребет Ширшова; коньяк–кампан Западной Камчатки.

Cromyosphaera (?) vivenkensis Lipman

Табл. 14, фиг. 2; Табл. 11, фиг. 2, 3

О р и г и н а л. № 189/2001(1), обр. 18/00RD (табл. 14, фиг. 2), ИЛРАН, р. Рассошина, Западная Камчатка, сантон – нижний кампан;

№ 54/2001(1), № 123/2001(1), обр. 64/00ДН (табл. 11, фиг. 2, 3), ИЛРАН, р. Тихая, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан.

О п и с а н и е. Скелет сферический пористый, состоящий из четырех концентрических сфер. Оболочки соединяются тесно расположенными перекладинами. Поры центральной сферы круглые с многоугольными обрамлениями. Наружная поверхность раковины покрыта небольшими толстыми гранеными иглами. Поры, покрывающие наружную сферу, крупные, округлой формы с многоугольными обрамлениями.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 14, фиг. 2) диаметр внутренней центральной сферы 90, средний диаметр пор 10, диаметр первой промежуточной сферы 280, толщина первой промежуточ-

ной сферы 30, диаметр второй промежуточной сферы 320, толщина второй промежуточной сферы 30, диаметр наружной сферы 450, толщина наружной сферы 40;

у формы (табл. 11, фиг. 2) диаметр раковины 450, высота игл 80, диаметр пор 10–20.

С р а в н е н и е. От других форм отличается внутренним строением и характерной формой наружной раковины, где присутствуют массивные короткие иглы.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Рассошина, обр. 18/00RD (табл. 14, фиг. 2); бассейн р. Тихая, обр. 64/00DH (табл. 11, фиг. 2, 3). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний мел – эоцен Корякского нагорья, хребет Ширишова; коньяк-раннекампанская ассоциация Западной Камчатки.

Crucella cf. cachensis Pessagno

Табл. 11, фиг. 7

Г о л о т и п. *Crucella cachensis*: Pessagno, 1971, с. 53, табл. 9, фиг. 1, №165562, Национальный музей США. Калифорния, отложения Грейт-Велли, местонахождение NSF 697. Средний турон.

О р и г и н а л. № 115/2001(1), обр. 64/00DH (табл. 11, фиг. 7), ИЛРАН, р. Тихая, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан.

О п и с а н и е. Раковина состоит из четырех крестообразно расположенных отростков, отходящих от небольшой центральной части, которая незначительно возвышена и с небольшим понижением в центре. Отростки одинаковой длины, широкие, в продольном срезе прямоугольные, в осевом – эллипсоидные, с четырехугольными порами, расположенными линейно.

Р а з м е р ы (мк). Длина отростков 250, диаметр центральной части 190, средний диаметр пор 10.

С р а в н е н и е. От других форм отличается внешней формой, обретенной, возможно, вследствие плохой сохранности данного экземпляра.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Тихая, обр. 64/00DH. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний турон Сахалина, коньяк–сантон Кавказа, кампан Польши, турон Калифорнии, альб–сеноман Китая, верхний баррем Тихого океана, коньяк-раннекампанская ассоциация Западной Камчатки.

Crucella plana Pessagno

Табл. 5, фиг. 2

Г о л о т и п. *Crucella plana*: Pessagno, 1971, с. 56-57, табл. 8, фиг. 5, 6. Коньяк.

О р и г и н а л. № 22/2001(2), обр. 170/99К, ИЛРАН, р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк – нижний сантон.

О п и с а н и е. Раковина состоит из четырех крестообразно расположенных отростков, отходящих от небольшой центральной части, имеющей округлую форму.

Р а з м е р ы (мк). Длина отростков 155–177, максимальная ширина отростков 83, диаметр центральной части 111, средний диаметр пор 5.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 170/99К. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Коньяк – нижний сантон Западной Камчатки.

Dictyomitra densicostata Pessagno

Табл. 5, фиг. 7; Табл. 6, фиг. 4; Табл. 7, фиг. 3; Табл. 9, фиг. 8, 9;

Табл. 10, фиг. 9; Табл. 14, фиг. 4, 5; Табл. 16, фиг. 4

Г о л о т и п. *Dictyomitra densicostata*: Pessagno, 1976, с. 51, табл. 14, фиг. 10–14, 16.

О р и г и н а л. № 193/2001(1), № 205/2001(1), № 209/2001(1), обр. RD 18/00 (табл. 16, фиг. 4; табл. 14, фиг. 4,5), ИЛРАН, р. Рассошина, Западная Камчатка, сантон–кампан;

№ 430/2001(1), обр. 171/99К (табл. 6, фиг. 4), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк – нижний сантон;

№ 396/2001(2), обр. 175/99К (табл. 7, фиг. 3), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан;

№ 14/2001(2), обр. 170/99К (табл. 5, фиг. 7), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк – нижний сантон;

№ 296/2001(1), № 293/2001(1), № 285/2001(1), обр. 59(1)/99ДИ (табл. 9, фиг. 8,9), обр. 59(3)/99ДИ (табл. 10, фиг. 9), ИЛРАН, г. Ируней, хр. Паншетаям, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан.

О п и с а н и е. Раковина многокамерная, коническая, с межкамерными пережимами. Цефалис маленький, полусферический, остальные камеры имеют форму усеченных конусов. Последняя камера к устью слабо заужена. Высота и ширина камер увеличивается постепенно и незначительно. Вся поверхность раковины покрыта продольными мелкими ребрами, которые слегка выступают за пределы последней камеры. На полуокружности раковины их 10–14. Между соседними ребрами имеется один ряд продольных пор. На камере четыре-пять пор в продольном ряду, на апикальной части раковины они реликтовые. Чаше сквозные поры расположены в поперечном ряду, в сужении между камерами, а на камерах находятся реликтовые. Устье открытое, широкое, круглое.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 16, фиг. 4) длина раковины 620, ширина раковины 200, диаметр пор 9;

у формы (табл. 6, фиг. 4) длина раковины 372, ширина раковины 111, диаметр пор 5;

у формы (табл. 7, фиг. 3) длина раковины 433, ширина раковины 133, диаметр пор 6;

у формы (табл. 9, фиг. 8) длина раковины 330, ширина раковины 100, диаметр пор 5;

у формы (табл. 9, фиг. 9) длина раковины 315, ширина раковины в средней части 125, ширина раковины в приустьевой части 150, диаметр пор 4–7,5;

у формы (табл. 10, фиг. 9) длина раковины 345, ширина раковины 95, диаметр пор 5;

у формы (табл. 14, фиг. 4) длина раковины 420, ширина раковины 160, диаметр пор 6;

у формы (табл. 14, фиг. 5) длина раковины 380, ширина раковины 153, ширина устья 86, диаметр пор 5;

у формы (табл. 5, фиг. 7) длина раковины 345, ширина раковины 125, диаметр пор 5.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Рассошина, обр. RD 18/00 (табл. 16, фиг. 4; табл. 14, фиг. 4,5); бассейн р. Усть-Палана, обр. 171/99К (табл. 6, фиг. 4), обр. 175/99К (табл. 7, фиг. 3), обр. 170/99К (табл. 5, фиг. 7); г. Ируней, хр. Паншетаям, обр. 59(1)/99ДИ (табл. 9, фиг. 8,9), обр. 59(3)/99ДИ (табл. 10, фиг. 9). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Коньяк–кампан Калифорнии, Тихоокеанской окраины; коньяк–кампанская ассоциация Западной Камчатки.

Dictyomitra multicostata Zittel

Табл. 12, фиг. 4, 5

Г о л о т и п. *Dictyomitra multicostata*: Zittel, 1876, с. 81, табл. 11, фиг. 2–4. Северная Германия. Верхний мел.

О р и г и н а л. № 47/2001(1), № 320/2001(1), обр. 64/00ДН (табл. 12, фиг. 4, 5), ИЛРАН, р. Тихая, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан.

О п и с а н и е. Раковина многокамерная (9 камер), коническая, с межкамерными пережимами. Цефалис маленький полусферический, остальные камеры имеют форму усеченных конусов. Последняя камера немного заужена к устью. Высота и ширина камер увеличивается постепенно и незна-

чительно. Вся поверхность раковины покрыта продольными мелкими ребрами, которые слегка выступают за пределы последней камеры. На полуокружности раковины их 12. Между ребрами имеется один ряд продольных пор, на камере их четыре. Но сквозными бывают не все поры; чаще сквозные поры расположены в поперечном ряду, в сужении между камерами, а на камерах находятся реликтовые. Устье открытое, широкое, круглое.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 12, фиг. 4) длина раковины 330, ширина раковины в средней части 125, диаметр пор 5;

у формы (табл. 12, фиг. 5) длина раковины 325, ширина раковины в средней части 115, диаметр пор 5.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Тихая, обр. 64/00ДН (табл. 12, фиг. 4, 5). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Средний альб – верхний сеноман Сахалина, сантон–кампан юга Корякского нагорья и Камчатки, титон–сантон Русской платформы, альб–маастрихт всесветно.

Dictyomitra cf. multicostata Zittel

Табл. 6, фиг. 5; Табл. 7, фиг. 4

О р и г и н а л. № 409/2001(2), обр. 171/99К (табл. 6, фиг. 5), ИЛРАН, р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк – нижний сантон;

№ 368/2001(2), обр. 175/99К (табл. 7, фиг. 4), ИЛРАН, р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан.

О п и с а н и е. Раковина многокамерная (9 камер), коническая, с межкамерными пережимами. Цефалис маленький полусферический, остальные камеры имеют форму усеченных конусов. Последняя камера немного заужена к устью. Высота и ширина камер увеличивается постепенно и незначительно. Вся поверхность раковины покрыта продольными мелкими ребрами, которые слегка выступают за пределы последней камеры. На полуокружности раковины их 12-13. Между ребрами имеется один ряд продольных пор, на камере их четыре. Но сквозными бывают не все поры; чаще сквозные расположены в поперечном ряду, в сужении между камерами, а на камерах реликтовые. Устье открытое, широкое, круглое.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 6, фиг. 5) длина раковины 320, ширина раковины в средней части 125, диаметр пор 5;

у формы (табл. 7, фиг. 4) длина раковины 330, ширина раковины в средней части 110, диаметр пор 5.

С р а в н е н и е. Отличается формой и неясной внешней скульптурой, вследствие плохой сохранности экземпляров.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 171/99К (табл. 6, фиг. 5), обр. 175/99К (табл. 7, фиг. 4). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Средний альб – верхний сеноман Сахалина, сантон–кампан юга Корякского нагорья и Камчатки, титон–сантон Русской платформы, альб–маастрихт всесветно.

Dictyomitra urakawaensis Taketani

Табл. 5, фиг. 5, 6

Г о л о т и п. *Dictyomitra urakawaensis*: Taketani, n. sp., с. 75, табл. 4, фиг. 8а, b; табл. 11, фиг. 16.

О р и г и н а л. № 4/2001(2), 46/2001(2), обр. 170/99К (табл. 5, фиг. 5, 6), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк – нижний сантон.

О п и с а н и е. Раковина высококоническая, с весьма заметными наружными пережимами. Коническая форма с середины раковины постепенно переходит в цилиндрическую. Число камер у

данных экземпляров достигает восьми, они имеют округло-выпуклые боковые стенки. Цефалис маленький, гладкий. Остальная часть раковины покрыта продольными ребрами. Число ребер на дистальных камерах несколько больше, чем на апикальных. Между соседними ребрами по одной поре. Характерно, что в каждом межкамерном пережиме расположены два ряда мелких сквозных пор. Пory на поверхности раковин обычно округлой формы.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 5, фиг. 5) высота раковины 310, ширина раковины в средней части 120, ширина раковины в приустьевой части 150, высота цефалиса 30, средний диаметр пор 5; у формы (табл. 5, фиг. 6) высота раковины 320, ширина раковины в средней части 105, ширина раковины в приустьевой части 125, высота цефалиса 20, средний диаметр пор 5.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 170/99К (табл. 5, фиг. 5, 6). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Коньяк – нижний сантон Западной Камчатки.

Distylocapsa squama O'Dogherty

Табл. 13, фиг. 11

Г о л о т и п. *Distylocapsa squama* nov. sp., O'Dogherty, 1994, с. 189, табл. 28, фиг. 16–21.

О р и г и н а л. № 65/2001(1), обр. 64/00 ДН, ИЛРАН, р. Тихая, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан.

О п и с а н и е. Раковина многокамерная (4 камеры), веретенообразной формы, без апикальной иглы. Цефалис гладкий шишкоподобный. Торакс и последующие камеры трапециевидной формы, образующие конус раковины. Последняя камера имеет форму перевернутого конуса с коротким трубчатым удлинением. Поверхность раковины пронизана округлыми порами, находящимися в шестиугольных обрамлениях. Пory расположены поперечными рядами, в шахматном порядке. Устье узкое, с трубчатым удлинением.

Р а з м е р ы (мк). Высота раковины 360, ширина раковины 150–175, длина устья 55, средний размер пор 5–7,5.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Тихая, обр. 64/00 ДН. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Коньяк – нижний кампан Западной Камчатки.

Distylocapsa ex gr. squama O'Dogherty

Табл. 12, фиг. 2, 3

О р и г и н а л. № 52/2001(1), № 327/2001(1), обр. 64/00ДН (табл. 12, фиг. 2, 3), ИЛРАН, р. Тихая, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан.

О п и с а н и е. Раковины многокамерные (4 камеры), веретенообразной формы, без апикальной иглы. Цефалис гладкий шишкоподобный. Торакс и последующие камеры трапециевидной формы, образующие конус раковины. Последняя камера имеет форму перевернутого конуса с коротким трубчатым удлинением. Поверхность раковины пронизана округлыми порами. Пory неравного диаметра на всей поверхности раковин. Устье узкое, с трубчатим удлинением.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 12, фиг. 2) высота раковины 355, ширина раковины в центральной части 165, высота цефалиса 25, средний диаметр пор 5–7,5;

у формы (табл. 12, фиг. 3) высота раковины 323, ширина раковины в центральной части 152, высота цефалиса 14, средний диаметр пор 4.

С р а в н е н и е. От других видов отличаются удлинённой овальной формой, с неясной скульптурой.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Тихая, обр. 64/00ДН. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Коньяк – нижний кампан Западной Камчатки.

Dorypyle cf. ovoidea* (Squinabol)*Табл. 9, фиг. 7**

Г о л о т и п. *Dorypyle ovoidea*: Squinabol, 1904, с. 197-198, табл. 4, фиг. 8. Северная Италия, южные Альпы, серия Теоло.

О р и г и н а л. № 294/2001(1), обр. 59(1)/99ДИ, ИЛРАН, г. Ируней, хр. Паншетаям, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан.

О п и с а н и е. Удлиненная, эллипсоидная раковина, суживающаяся по направлению к цефалису, округлая на периферии. Цефалис небольшой, пористый, погруженный в торакас. Цефалис несет небольшой апикальный рог. Абдомен – от сферического до эллипсоидального, обычно тонко стеной, без апертуры. Абдомен с круглыми порами с гексагональными обрамлениями. Абдомен несет длинные антапикальные добавочные иглы.

Р а з м е р ы (мк). Высота раковины (без игл) 260, ширина раковины 190, высота игл 15–40, средний диаметр пор 5.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Гора Ируней, хр. Паншетаям, обр. 59(1)/99ДИ. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Коньяк-раннекампанская ассоциация Западной Камчатки.

Heliodiscus borealis* Vishnevskaya*Табл. 12, фиг. 1**

Г о л о т и п. *Heliodiscus borealis*: Вишневская, 2002, с. 5, табл. 1, фиг. 2, 3, ИЛРАН, № 64/в 1998; бассейн р. Ватына, местонахождение 64 (61°40' с.ш., 172°50' в.д.); верхний мел, нижний кампан, зона *Pennatoceramus orientalis*.

О р и г и н а л. № 106/2001(1), обр. 64/00ДН, ИЛРАН, р. Тихая, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан.

О п и с а н и е. Раковина сферическая, обычно состоящая из двух оболочек. Внутренняя сфера обычно более крупнопористая. Наружная поверхность шиповато-шероховатая покрыта мелкими, неравновеликими порами. Под разрушенной наружной оболочкой раковины, расположена ткань с крупными порами, находящимися в многоугольных обрамлениях. По-видимому, это внутренняя оболочка раковины. Однако, следует учитывать, что мелкие поры, расположенные на наружной поверхности наружной сферы раковины, могут на внутренней ее поверхности быть заметно увеличенными в размерах. Из этого следует, что мы можем наблюдать не внутреннюю сферу, имеющую обычно 4-5 пор в диаметре, а внутреннюю часть разрушенной оболочки наружной сферы раковины.

Р а з м е р ы (мк). Диаметр наружного скелета 430, средний диаметр наружных пор 10–15, диаметр внутренних пор 18–30.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Тихая, обр. 64/00ДН. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний мел – современность тропических и умеренных широт, сантон – начало кампана Корякского нагорья, коньяк-раннекампанская ассоциация Западной Камчатки.

Heliodiscus* sp.*Табл. 14, фиг. 1**

О р и г и н а л. № 190/2001(1), обр. 18/00RD, ИЛРАН, р. Рассошина, Западная Камчатка, сантон – нижний кампан.

О п и с а н и е. Раковина линзовидно-сферическая, неравномерно пористая, шиповато-шероховатая. Раковина состоит из двух оболочек. Внутренняя сфера обычно более крупнопористая.

Р а з м е р ы (мк). Высота раковины 500, ширина раковины 450, средний диаметр пор 12–20.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Рассошина, обр. 18/00RD. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний мел – современность, сантон-раннекампанская ассоциация Западной Камчатки.

Lipmanium ? sacramentoensis Pessagno

Табл. 5, фиг. 4

Г о л о т и п. *Lipmanium sacramentoensis*: Pessagno, 1969, с. 402, табл. 26, фиг. 4–6, № 164224, Национальный музей США. Калифорния, отложения Грейт-Велли, местонахождение NSF 350. Сенومان.

О р и г и н а л. № 50(1)/2001(2), обр. 170/99К, ИЛРАН, р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк – нижний сантон.

О п и с а н и е. Раковина двухкамерная, с обрамлением. Цефалис полусферический, внешне вздутый, почти без пор, с короткой апикальной иглой, которая обломана. Торакс конический вздутый, расширяющийся в приустьеовой части до хорошо развитого тораксового обрамления. Обрамление присоединяется к тораксу наклонно. Наиболее крупные поры находятся на нижней части торакса. На обрамлении поры в разных рядах различного размера.

Р а з м е р ы (мк). Средний диаметр раковины 185, высота цефалиса 65, диаметр пор 5–12,5.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 170/99К. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний сеноман Сахалина, альб – нижний сеноман Калифорнии, коньяк–сантон Камчатки.

Multastrum flos Vishnevskaya.

Табл. 13, фиг. 6

Г о л о т и п. *Multastrum flos* Vishnevskaya: Vishnevskaya, 1991, с. 91, табл. 1, фиг. 4, средний–поздний кампан, Беринговоморский регион России, Камчатка.

О р и г и н а л. № 116/2001(1), обр. 64/00 ДН, ИЛРАН, р. Тихая, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан.

О п и с а н и е. Восьми лучевой диск. Все лучи отходят от центра диска, на концах обломаны или растворены. Лучи имеют центральный остов в виде ребра, в стороны от которого располагаются по два ряда пор. Раковина пористая. Поры округлые неравновеликие.

Р а з м е р ы (мк). Диаметр диска без отростков 426–480, длина отростков 120–173, ширина диска 640–680, средний размер пор 13–16.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Тихая, обр. 64/00 ДН. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний мел Беринговоморского региона России, коньяк–раннекампанская ассоциация Западной Камчатки.

Multastrum sp. 1

Табл. 13, фиг. 5

Т и п о в о й в и д. *Multastrum flos* Vishnevskaya.

О р и г и н а л. № 74/2001(1), обр. 64/00 ДН, ИЛРАН, р. Тихая, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан.

О п и с а н и е. Фрагмент многолучевого диска, скорее всего восьмилучевого. Обломанный экземпляр насчитывает пять отростков. Лучи прямые заостренные. Поры округло-шестиугольные, на отростках равновеликие, в центральной части диска более мелкие.

Р а з м е р ы (мк). Диаметр диска без отростков 290, длина отростков 170–210, общая ширина диска 590–620, средний размер пор 10–20.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Тихая, обр. 64/00 ДН. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Широкое распространение в позднем мелу Беринговоморского региона России, Русской платформы; коньяк–раннекампанская ассоциация Западной Камчатки.

Multastrum* sp. 2*Табл. 13, фиг. 7, 8**

Типовой вид. *Multastrum flos* Vishnevskaya.

О р и г и н а л. № 118/2001(1), № 117/2001(1), обр. 64/00 ДН, ИЛРАН, р. Тихая, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан.

О п и с а н и е. Восьми-девяти лучевые диски. Все лучи отходят от центра диска, на концах обломаны или растворены. Раковина пористая. Поры округлые неравновеликие.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 13, фиг. 7) диаметр диска без отростков 220–240, длина отростков 70–106, средняя ширина диска 300, средний размер пор 6;

у формы (табл. 13, фиг. 8) диаметр диска без отростков 370–410, длина отростков 60–90, ширина диска 460–470, средний размер пор 5.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Тихая, обр. 64/00 ДН. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Широкое распространение в позднем мелу Берингоморского региона России, Русской платформы; коньяк-раннекампанская ассоциация Западной Камчатки

Orbiculiforma persenex* Pessagno*Табл. 13, фиг. 9**

Г о л о т и п. *Orbiculiforma persenex*: Pessagno, 1976, с. 35, табл. 6, фиг. 12, 13, № 165654, Национальный музей США. Калифорния, отложения Грейт-Велли, местонахождение NSF 319. Коньяк.

О р и г и н а л. № 70/2001(1), обр. 64/00 ДН, ИЛРАН, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан.

О п и с а н и е. Раковина дисковидная, сердцевидной формы в контуре, с центральным повышением. Повышение по ширине приблизительно равно половине диаметра раковины. Ткань губчатая, состоящая из округлых и овальных пор с четырех, пяти- и шестиугольными обрамлениями.

Р а з м е р ы (мк). Ширина скелета поперечная 290, ширина скелета продольная 250–280, диаметр центральной части 150, диаметр пор 6.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Тихая, обр. 64/00 ДН. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Коньяк–кампан Калифорнии Японии; турон–сантон Сахалина; коньяк – нижний кампан Западной Камчатки.

Orbiculiforma ex gr. persenex* Pessagno*Табл. 9, фиг. 6; Табл. 11, фиг. 8**

О р и г и н а л. № 251/2001(1), обр. 59(1)/99ДИ (табл. 9, фиг. 6), ИЛРАН, г. Ируней, хр. Паншетаем, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан;

№ 79/2001(1), обр. 64/00ДН (табл. 11, фиг. 8), ИЛРАН, р. Тихая, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан.

О п и с а н и е. Раковина дисковидная, сердцевидной формы в контуре с центральным понижением. Понижение неглубокое, по ширине приблизительно равно половине диаметра раковины. Губчатая ткань состоит из округлых и овальных пор с многоугольными обрамлениями.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 9, фиг. 6) ширина скелета поперечная 391, ширина скелета продольная 341, диаметр пор 8;

у формы (табл. 11, фиг. 8) ширина скелета поперечная 409, ширина скелета продольная 427, диаметр пор 13.

С р а в н е н и е. От других форм отличается нечетким строением внешней раковины, вследствие плохой сохранности.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Гора Ируней, хр. Паншетаям, обр. 59(1)/99ДИ (табл. 9, фиг. 6); бассейн р. Тихой, обр. 64/00ДН (табл. 11, фиг. 8). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Коньяк–кампан Калифорнии, Японии; турон–сантон Сахалина; коньяк – нижний кампан Западной Камчатки.

Orbiculiforma (?) sempiterna Pessagno

Табл. 9, фиг. 4

Г о л о т и п. *Orbiculiforma sempiterna*: Pessagno, 1976, с. 36, табл. 2, фиг. 12, № 165522, Национальный музей США. Калифорния, отложения Грейт-Велли, местонахождение NSF214. Поздний кампан.

О р и г и н а л. № 303/2001(1), обр. 59(1)/99ДИ, ИЛРАН, г. Ируней, хр. Паншетаям, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан.

О п и с а н и е. Раковина дисковидная, эллиптически округлая в контуре, толстая, с центральным понижением. Понижение мелкое, по ширине равное почти половине диаметра раковины. Губчатая ткань грубая, состоит из округлых овальных пор.

Р а з м е р ы (мк). Средний диаметр раковины 430, средний диаметр пор 10.

С р а в н е н и е. Раковина имеет нехарактерную неправильно-округлую форму, с крупным понижением в центральной части.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Гора Ируней, хр. Паншетаям, обр. 59(1)/99ДИ. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний кампан Калифорнии; маастрихт Корякского нагорья; коньяк–кампан Сахалина; коньяк-раннекампанская ассоциация Западной Камчатки.

Orbiculiforma sp.

Табл. 13, фиг. 4; Табл. 9, фиг. 5

О р и г и н а л. № 71/2001(1), обр. 64/00 ДН (табл. 13, фиг. 4), ИЛРАН, р. Тихая, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан;

№ 299/2001(1), обр. 59(1)/99 ДИ (табл. 9, фиг. 5), ИЛРАН, г. Ируней, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан.

О п и с а н и е. У формы (табл. 13, фиг. 4) раковина овальная, дисковидная, относительно толстая. Центр раковины вогнут. Понижение неглубокое но достаточно широкое. Периферия раковины округленная. Губчатая ткань состоит из треугольных и квадратных обрамлений с округлыми и овальными порами.

У формы (табл. 9, фиг. 5) раковина имеет дисковидно-сердцевидную форму, округло-треугольную по контуру, с центральным понижением. Понижение мелкое, по ширине занимающее почти всю поверхность раковины. На периферии диска с одной стороны расположена небольшая выемка V-образной формы. На противоположной стороне, соответственно, расположен удлиненный клиновидный выступ с двумя сглаженными углами. Раковину такой формы затруднительно сопоставить с известными видами, что и затрудняет определение.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 13, фиг. 4) длина раковины 475, ширина раковины 375, средний диаметр пор 8;

у формы (табл. 9, фиг. 5) максимальная ширина раковины 225, длина раковины 235, ширина выступа 100, диаметр центрального понижения 115, средний диаметр пор 5.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Тихая, обр. 64/00 ДН (табл. 13, фиг. 4); г. Ируней, обр. 59(1)/99 ДИ (табл. 9, фиг. 5). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Триас(?)–мел повсеместно; коньяк-раннекампанская ассоциация Западной Камчатки.

Phaseliforma carinata* Pessagno*Табл. 15, фиг. 4**

Г о л о т и п. *Phaseliforma carinata*: Pessagno, 1972, с. 274, табл. 22, фиг. 1–3; табл. 23, фиг. 1.

О р и г и н а л. № 151/2001(1), обр. 20/00RD, ИЛРАН, р. Рассошина, Западная Камчатка, сантон – нижний кампан.

О п и с а н и е. Раковина эллипсоидальная, приплюснутая, заметно суженная и уплощенная с одного конца, мелкопористая. Губчатая ткань с неправильной формы многоугольными отверстиями, без углов и вершин, расположена концентрическими слоями.

Р а з м е р ы (мк). Длина раковины 570, ширина раковины 293, диаметр пор 6–10.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Рассошина, обр. 20/00RD. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний кампан Калифорнии, Тихого океана; кампан Японии; сантон-раннекампанская ассоциация Западной Камчатки.

Phaseliforma cf. carinata* Pessagno*Табл. 16, фиг. 2, 3**

О р и г и н а л. № 223/2001(1), № 129/2001(1), обр. RD 20/00, ИЛРАН, р. Рассошина, Западная Камчатка, сантон–кампан.

О п и с а н и е. Раковина эллипсоидальная, приплюснутая, заметно суженная и уплощенная с одного конца. Губчатая ткань с многоугольными отверстиями неправильной формы, без углов и вершин, расположена концентрическими слоями.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 16, фиг. 2) длина раковины 228, ширина раковины 172, диаметр пор 8;

у формы (табл. 16, фиг. 3) длина раковины 248, ширина раковины 160, диаметр пор 4.

С р а в н е н и е. Отличается формой и размером поровых отверстий.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Рассошина, обр. RD 20/00. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний кампан Калифорнии, Тихого океана; кампан Японии; сантон-кампанская ассоциация Западной Камчатки.

Protoxiphotractus cf. perplexus* Pessagno*Табл. 11, фиг. 6**

Г о л о т и п. *Protoxiphotractus perplexus*: Pessagno, 1973, с. 83-84, табл. 15, фиг. 1–3.

О р и г и н а л. № 76/2001(1), обр. 64/00DH (табл. 11, фиг. 6), ИЛРАН, р. Тихая, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан.

О п и с а н и е. Раковина сферическая, с двумя полярными иглами. Наружная оболочка толсто-стенная, с крупными округлыми порами, находящимися в многоугольных обрамлениях.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 11, фиг. 6) средний диаметр раковины (без игл) 138, высота игл 104–119, средний диаметр пор 7–11.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Тихая, обр. 64/00DH (табл. 11, фиг. 6). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Коньяк – нижний кампан Западной Камчатки.

Pseudoaulophacus aff. floresensis* Pessagno.*Табл. 6, фиг. 2; Табл. 9, фиг. 2, 3; Табл. 13, фиг. 3**

Г о л о т и п. *Pseudoaulophacus floresensis*: Pessagno, 1963, с. 200, табл. 2, фиг. 2, 5. Национальный музей США. Пуэрто-Рико, образования Карибланко, участок Понс-Коамо (ОР 135). Нижний кампан.

О р и г и н а л. № 69/2001(1), обр. 64/00 ДН (табл. 13, фиг. 3), ИЛРАН, р. Тихая, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан;

№ 414/2001(2), обр. 171/99К (табл. 6, фиг. 2), ИЛРАН, р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк – нижний сантон;

№ 302/2001(1), № 301/2001(1), обр. 59(1)/99ДИ (табл. 9, фиг. 2, 3), ИЛРАН, г. Ируней, хр. Паншетаям, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан.

О п и с а н и е. Раковина дисковидная, округло-треугольная (табл. 13, фиг. 3; табл. 6, фиг. 2; табл. 9, фиг. 2), или треугольная, с резко выступающим периферическим краем (табл. 9, фиг. 3). Губчатая, с тремя иглами в вершинах. В центре диска с двух сторон купола-выпуклости полусферической формы, которые резко отшнурованы от самого диска. Диаметр купола менее полудиаметра раковины. Периферический край раковины в виде треугольного кия. Три массивные иглы в вершинах треугольного диска равны по размеру, круглые в поперечном сечении и расположены под углом 120° относительно друг друга.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 13, фиг. 3) диаметр скелета без игл 210, длина игл 40, диаметр центральной части 60, средний диаметр пор 5;

у формы (табл. 6, фиг. 2) средний диаметр раковины 205–215, диаметр центрального купола 80, средний диаметр пор 2,5–5;

у формы (табл. 9, фиг. 2) диаметр раковины 243–273, средняя длина игл 33, диаметр центрального купола 80, средний диаметр пор 6–13;

у формы (табл. 9, фиг. 3) длина раковины без игл 341, ширина раковины 316, диаметр центрального купола 75, средняя длина игл 33–66, средний диаметр пор 8–16.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Тихая, обр. 64/00 ДН (табл. 13, фиг. 3); бассейн р. Усть-Палана, обр. 171/99К (табл. 6, фиг. 2); г. Ируней, хр. Паншетаям, обр. 59(1)/99ДИ (табл. 9, фиг. 2,3). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний мел, массовое распространение приурочено к сантон-кампану, Калифорнии, Тихого океана; кампан Сахалина; сантон Московской синеклизы; коньяк-кампан Западной Камчатки.

Pseudoaulophacus praefloresensis Pessagno

Табл. 5, фиг. 3

Г о л о т и п. *Pseudoaulophacus praefloresensis*: Pessagno, 1972, с. 309, табл. 27, фиг. 3, 4; № 165593, Национальный музей США. Калифорния, отложения Грейт-Велли, местонахождение NSF 483. Верхний турон – нижний коньяк.

О р и г и н а л. № 42/2001(2), обр. 170/99К, ИЛРАН, р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк – нижний сантон.

О п и с а н и е. Раковина дисковидная, треугольная, с тремя иглами в вершинах, губчатая. С двух сторон диска в центре расположены полусферические купола – возвышенности, причем поверхности куполов плавно переходят в поверхность диска. Поверхность диска имеет псевдоаулофактовую структуру. Периферический край резко угловатый. Иглы длинные, равные по размеру, округлые в поперечном сечении и расположены под углом 120° относительно друг друга.

Р а з м е р ы (мк). Длина раковины без игл 185, максимальная ширина раковины без игл 190, длина игл 60, средний диаметр пор 5.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 170/99К. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний коньяк Сахалина; альб – нижний сантон Корякского нагорья, Олюторского региона; нижний турон Большого Кавказа; сантон Московской синеклизы; верхний турон – кампан Калифорнии, Кубы, Японии, Камчатки.

Pseudoaulophacus* aff. *prae florens is* Pessagno*Табл. 11, фиг. 9**

О р и г и н а л. № 86/2001(1), обр. 64/00DH, ИЛРАН, р. Тихая, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан.

О п и с а н и е. Раковина дисковидная, округло-треугольная, с тремя иглами в вершинах, губчатая. С двух сторон диска в центре расположены полусферические купола – возвышенности, причем поверхности куполов плавно переходят в поверхность диска. Поверхность диска имеет псевдоаулофовую структуру. Периферический край резко угловатый. Иглы длинные, равные по размеру, округлые в поперечном сечении и расположены под углом 120° относительно друг друга.

Р а з м е р ы (мк). Средний диаметр раковины 152, длина игл 40, средний диаметр пор 4.

С р а в н е н и е. Неясная форма внешней раковины, вследствие плохой сохранности.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Тихая, обр. 64/00DH. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний коньяк Сахалина; альб – нижний сантон Корякского нагорья, Олюторского региона; нижний турон Большого Кавказа; сантон Московской синеклизы; верхний турон – кампан Калифорнии, Кубы, Японии, коньяк-раннекампанская ассоциация радиолярий Западной Камчатки.

Pseudoaulophacus* ex gr. *prae florens is* Pessagno*Табл. 6, фиг. 3**

Г о л о т и п. *Pseudoaulophacus prae florens is*: Pessagno, 1972, с. 309, табл. 27, фиг. 3, 4, № 165593, Национальный музей США. Калифорния, отложения Грейт-Велли, местонахождение NSF 483. Верхний турон – нижний коньяк.

О р и г и н а л. № 415/2001(2), обр. 171/99К, ИЛРАН, р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк – нижний сантон.

О п и с а н и е. Раковина дисковидная, округло-треугольная, с тремя иглами в вершинах, губчатая. С двух сторон диска в центре расположены полусферические купола – возвышенности, причем поверхности куполов плавно переходят в поверхность диска. Поверхность диска имеет псевдоаулофовую структуру. Периферический край резко угловатый. Иглы длинные, равные по размеру, округлые в поперечном сечении и расположены под углом 120° относительно друг друга.

Р а з м е р ы (мк). Средний диаметр раковины 205, диаметр центрального диска 50, длина игл 55, средний диаметр пор 5.

С р а в н е н и е. Форма раковины округло-треугольная, едва выраженный толлюс, вследствие плохой сохранности.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 171/99К. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний коньяк Сахалина; альб – нижний сантон Корякского нагорья, Олюторского региона; нижний турон Большого Кавказа; сантон Московской синеклизы; верхний турон – кампан Калифорнии, Кубы, Японии, Камчатки.

Spongostaurus* (?) *hokkaidoensis* Taketani*Табл. 14, фиг. 3**

Г о л о т и п. *Spongostaurus hokkaidoensis*: Taketani, 1982, с. 49, табл. 9, фиг. 12, № 97480 коллекция Института геологии и палеонтологии Сендая. Япония, о. Хоккайдо, Формация Уракава (обр. CA21). Ранний кампан.

О р и г и н а л. № 216/2001(1), обр. 18/00RD, ИЛРАН, р. Рассошина, Западная Камчатка, сантон – нижний кампан.

О п и с а н и е. Раковина в виде округло-квадратного надутого диска с иглами в вершинах, губчатая. Губчатая ткань состоит из округлых, овальных пор, расположенных тесно и беспорядочно в углублениях выступающих поровых структур, отчего поверхность становится шероховатой. Иглы небольшие остроконечные.

Р а з м е р ы (мк). Диаметр раковины 430, высота игл 110, средний диаметр пор 10.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Рассошина, обр. 18/00RD. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний кампан Японии, верхний коньяк – нижний кампан Сахалина, коньяк–кампан Камчатки.

***Stichomitra ex gr. communis* Squinabol**

Табл. 6, фиг. 8, 9

Г о л о т и п. *Stichomitra communis*: Squinabol, 1903, с. 141, табл. 8, фиг. 40. Италия, окрестности Теоло. Альб–турон.

О р и г и н а л. № 438/2001(2), № 418/2001(2), обр. 171/99К, ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк – нижний сантон.

О п и с а н и е. Раковина многосегментная, удлиненная, коническо-цилиндрической формы с видимыми межкамерными углублениями. Цефалис маленький, полусферический. Торакс скорее колоколообразной формы, остальные камеры кольцеобразные. Высота камер увеличивается незначительно. Последние три-четыре камеры приблизительно одинаковой ширины, что и создает цилиндрическую форму дистальной части раковины. Вся поверхность покрыта мелкими округлыми порами, расположенными поперечными рядами, по пять-шесть на верхних камерах и по семь-восемь на нижних. Устье широкое, открытое, округлое.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 6, фиг. 8) высота раковины 232, ширина раковины 96–144, средний диаметр пор 6;

у формы (табл. 6, фиг. 9) высота раковины 285, ширина раковины 110–140, средний диаметр пор 5.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 171/99К. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний сеноман – верхний кампан Сахалина, альб–сеноман Корякского нагорья, апт–турон Италии, Кавказа, валанжин, альб–турон, кампан Японии, альб–сантон Камчатки.

***Stichomitra livermorensis* (Campbell et Clark).**

Табл. 13, фиг. 12

Г о л о т и п. *Artocapsa livermorensis*: Campbell and Clark, 1944, с. 45, табл. 8, фиг. 10, 19, 21, 27. Калифорния, формация Морено, округ Тесла. Кампан.

О р и г и н а л. № 95/2001(1), обр. 64/00 ДН (табл. 13, фиг. 12), ИЛРАН, р. Тихая, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан.

О п и с а н и е. Раковина многосегментная, удлиненная, веретеновидная. Поверхность раковины гладкая, без пережимов (табл. 13, фиг. 12), или с незначительными пережимами. Цефалис маленький, полусферический. Торакс и последующие камеры трапецевидной формы, все вместе они образуют конус, и только последняя камера имеет форму перевернутого конуса с коротким трубчатым удлинением. Вся поверхность раковины пронизана округлыми порами, находящимися в шестиугольных обрамлениях с поперечными рядами, расположенными в шахматном порядке. На каждой камере два-три ряда пор, которые обычно крупнее на центральных камерах. Устье узкое, с трубчатым удлинением.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 13, фиг. 12) высота раковины 420, ширина раковины 110–140, средний диаметр пор 5.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Тихая, обр. 64/00 ДН (табл. 13, фиг. 12). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Кампан–маастрихт Калифорнии, южной Атлантики; коньяк–сантон Тихого океана; кампан Сахалина; кампан–маастрихт Кавказа, Корякского нагорья; валанжин, кампан–маастрихт Японии; коньяк-кампанская ассоциация Западной Камчатки.

***Stichomitra aff. livermorensis* (Campbell et Clark)**

Табл. 12, фиг. 6–9

О р и г и н а л. № 96/2001(1), № 330/2001(1), № 85/2001(1), № 323/2001(1), обр. 64/00 ДН (табл. 12, фиг. 6–9), ИЛРАН, р. Тихая, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан.

О п и с а н и е. Раковина многосегментная, удлинённая, веретеновидная. Поверхность раковины с незначительными пережимами. Цефалис маленький, полусферический. Торакс и последующие камеры трапециевидной формы, все вместе они образуют конус, и только последняя камера имеет форму перевернутого конуса с коротким трубчатым удлинением. Вся поверхность раковины пронизана округлыми порами, находящимися в шестиугольных обрамлениях с поперечными рядами, расположенными в шахматном порядке. На каждой камере два-три ряда пор, которые обычно крупнее на центральных камерах. Устье узкое, с трубчатым удлинением.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 12, фиг. 6) высота раковины 320, ширина раковины 160, средний диаметр пор 5;

у формы (табл. 12, фиг. 7) высота раковины 320, ширина раковины 145–160, средний диаметр пор 5;

у формы (табл. 12, фиг. 8) высота раковины 360, ширина раковины 125–145, средний диаметр пор 5;

у формы (табл. 12, фиг. 9) высота раковины 325, ширина раковины 130–140, средний диаметр пор 5.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Тихая, обр. 64/00ДН. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Кампан–маастрихт Калифорнии, южной Атлантики; коньяк–сантон Тихого океана; кампан Сахалина; кампан–маастрихт Кавказа, Корякского нагорья; валанжин, кампан–маастрихт Японии; коньяк-раннекампанская ассоциация Западной Камчатки.

***Stichomitra cf. livermorensis* (Campbell et Clark)**

Табл. 10, фиг. 1

О р и г и н а л. № 257/2001(1), обр. 59(1)/99ДИ, ИЛРАН, г. Ируней, хр. Паншетаям, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан.

О п и с а н и е. Раковина многосегментная, удлинённая, веретеновидная. Поверхность раковины гладкая, без пережимов. Цефалис маленький, полусферический. Торакс и последующие камеры трапециевидной формы, все вместе они образуют конус, и только последняя камера имеет форму перевернутого конуса с коротким трубчатым удлинением. Вся поверхность раковины пронизана округлыми порами, находящимися в шестиугольных обрамлениях с поперечными рядами, расположенными в шахматном порядке. На каждой камере два-три ряда пор, которые обычно крупнее на центральных камерах. Устье узкое, с трубчатым удлинением.

Р а з м е р ы (мк). Высота раковины 345, ширина раковины 110–140, средний диаметр пор 10.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Гора Ируней, хр. Паншетаям, обр. 59(1)/99ДИ. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Кампан–маастрихт Калифорнии, южной Атлантики; коньяк–сантон Тихого океана; кампан Сахалина; кампан–маастрихт Кавказа, Корякского нагорья; валанжин, кампан–маастрихт Японии; коньяк-раннекампанская ассоциация Западной Камчатки.

Stichomitra manifesta Foreman.

Табл. 10, фиг. 2, 3; Табл. 13, фиг. 13; Табл. 15, фиг. 7

Г о л о т и п. *Stichomitra manifesta*: Foreman, 1978, с. 748, табл. 5, фиг. 4, № 243119, Национальный музей США. Атлантический океан, ст.369А. Маастрихт.

О р и г и н а л. № 122/2001(1), обр. 64/00 ДН (табл. 13, фиг. 13), ИЛРАН, р. Тихая, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан;

№ 264/2001(1), № 258/2001(1), обр. 59(1)/99ДИ (табл. 10, фиг. 2,3), ИЛРАН, г. Ируней, хр. Паншетаям, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан;

№ 186/2001(1), обр. 20/00RD (табл. 15, фиг. 7), ИЛРАН, р. Рассошина, Западная Камчатка, сантон – нижний кампан.

О п и с а н и е. Раковина многосегментная, широкая. В верхней части слегка коническая, затем цилиндрическая. Цефалис почти сферический. Торакс крупный, полусферический. Ширина и высота последующих камер почти одинакова, лишь у последней камеры нижняя часть слегка сужается к широкому открытому (табл. 13, фиг. 13; табл. 15, фиг. 7) или трубчатому (табл. 10, фиг. 2, 3) устью. Поверхность раковины гладкая, с незначительными межкамерными пережимами, вся пронизана крупными порами средней величины, с многоугольными обрамлениями. Поры расположены поперечными рядами.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 13, фиг. 13) длина раковины 310, ширина раковины 130–170, высота цефалиса 20, средний диаметр пор 10;

у формы (табл. 10, фиг. 2) длина раковины 340, ширина раковины 135–140, высота цефалиса 12,5, средний диаметр пор 5;

у формы (табл. 10, фиг. 3) длина раковины 335, ширина раковины 150–165, высота цефалиса 15, средний диаметр пор 5;

у формы (табл. 15, фиг. 7) длина раковины 333, ширина раковины 133–177, высота цефалиса 16, средний диаметр пор 5.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Тихая, обр. 64/00 ДН (табл. 13, фиг. 13); г. Ируней, хр. Паншетаям, обр. 59(1)/99ДИ (табл. 10, фиг. 2, 3); бассейн р. Рассошина, обр. 20/00RD (табл. 15, фиг. 7). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Кампан–маастрихт Калифорнии, Японии, Сахалина; коньяк–раннекампанская ассоциация Западной Камчатки.

Stichomitra cf. manifesta Foreman.

Табл. 14, фиг. 6–8; Табл. 16, фиг. 5;

О р и г и н а л. № 200/2001(1), № 192/2001(1), № 191/2001(1), № 206/2001(1), обр. RD 18/00 (табл. 16, фиг. 5), (табл. 14, фиг. 6–8), ИЛРАН, р. Рассошина, Западная Камчатка, сантон–кампан.

О п и с а н и е. Раковина многосегментная, широкая. В верхней части слегка коническая. Цефалис сферический. Торакс крупный полусферический. Ширина и высота последующих камер почти одинакова, лишь у последней камеры нижняя часть слегка сужается к широко открытому устью. Поверхность раковины гладкая, с незначительными межкамерными пережимами, вся пронизана круглыми порами средней величины, с многоугольными обрамлениями и поперечными рядами.

Р а з м е р ы (мк). у формы (табл. 16, фиг. 5) длина раковины 330, ширина раковины 125, диаметр пор 5;

у формы (табл. 14, фиг. 6) длина раковины 315, ширина раковины 135–155, средний диаметр пор 5;

у формы (табл. 14, фиг. 7) длина раковины 295, ширина раковины 160–175, ширина устья 80, средний диаметр пор 5;

у формы (табл. 14, фиг. 8) длина раковины 310, ширина раковины 105–190, средний диаметр пор 3.

С р а в н е н и е. Отличаются нехарактерным строением наружной поверхности раковины.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Рассошина, обр. RD 18/00 (табл. 16, фиг. 5), (табл. 14, фиг. 6,7,8). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Кампан–маастрихт Калифорнии; нижний кампан Западного Сахалина; кампан Восточного Сахалина; верхний турон–кампан Японии; маастрихт Корякского нагорья, Атлантики; сантон–кампан Западной Камчатки.

Stichomitra ex gr. manifesta Foreman

Табл. 6, фиг. 7; Табл. 7, фиг. 6, 7

О р и г и н а л. № 420/2001(2), обр. 171/99К (табл. 6, фиг. 7), ИЛРАН, р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк – нижний сантон;

№ 381/2001(2), № 390/2001(2), обр. 175/99К (табл. 7, фиг. 6, 7), ИЛРАН, р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан.

О п и с а н и е. Раковина многосегментная, широкая. В верхней части слегка коническая, затем цилиндрическая. Цефалис почти сферический. Торакс крупный, полусферический, по высоте больше чем другие камеры. Ширина и высота последующих камер почти одинакова, лишь у последней камеры нижняя часть слегка сужается к широкому открытому устью. Поверхность раковины гладкая, с незначительными межкамерными пережимами, вся пронизана крупными порами средней величины, с многоугольными обрамлениями. Поры расположены поперечными рядами.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 6, фиг. 7) длина раковины 310, ширина раковины 140–180, высота цефалиса 10, средний диаметр пор 5;

у формы (табл. 7, фиг. 6) длина раковины 203, ширина раковины 116–123, высота цефалиса 10, средний диаметр пор 3;

у формы (табл. 7, фиг. 7) длина раковины 200, ширина раковины 113–130, высота цефалиса 6, средний диаметр пор 3.

С р а в н е н и е. От других форм этого вида отличаются несимметричной, грушевидной формой раковины.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 171/99К (табл. 6, фиг. 7), обр. 175/99К (табл. 7, фиг. 6,7). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Кампан–маастрихт Калифорнии; нижний кампан Западного Сахалина; кампан Восточного Сахалина; верхний турон–кампан Японии; маастрихт Корякского нагорья, Атлантики; коньяк–кампан Западной Камчатки.

Stichomitra sp.

Табл. 6, фиг. 10; Табл. 7, фиг. 8; Табл. 10, фиг. 4, 5, 7; Табл. 12, фиг. 10

О р и г и н а л. № 428/2001(2), обр. 171/99К (табл. 6, фиг. 10), ИЛРАН, р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк – нижний сантон;

№ 374/2001(2), обр. 175/99К (табл. 7, фиг. 8), ИЛРАН, р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан;

№ 290/2001(1), № 273/2001(1), № 274/2001(1), обр. 59(1)/99ДИ (табл. 10, фиг. 4–6), ИЛРАН, г. Ируней, хр. Паншетаям, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан;

№ /2001(1), обр. 64/00ДН (табл. 12, фиг. 10), ИЛРАН, р. Тихая, Западная Камчатка, коньяк – ранний кампан.

С р а в н е н и е. У форм (табл. 6, фиг. 10; табл. 7, фиг. 8) главное отличие от других видов – наличие сильно развитых межкамерных пережимов.

Формы (табл. 10, фиг. 4,5,6) от других видов отличаются резко выраженной конусоновидной формой раковины, строением цефалиса.

Форма (табл. 12, фиг. 10) от других видов отличается строением раковины и большим размером пор.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 6, фиг. 10) высота раковины 270, ширина раковины 165–195, ширина устья 80, средний диаметр пор 5;

у формы (табл. 7, фиг. 8) длина раковины 240, ширина раковины 100–168, высота цефалиса 12, средний диаметр пор 4;

у формы (табл. 10, фиг. 4) длина раковины 325, ширина раковины 110–140, средний диаметр пор 5;

у формы (табл. 10, фиг. 5) длина раковины 310, ширина раковины 135–155, средний диаметр пор 5;

у формы (табл. 10, фиг. 7) длина раковины 180, ширина раковины 103–140, ширина устья 56, средний диаметр пор 3;

у формы (табл. 12, фиг. 10) длина раковины 325, ширина раковины 125–150, средний диаметр пор 7,5.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 171/99К (табл. 6, фиг. 10), обр. 175/99К (табл. 7, фиг. 8); г. Ируней, хр. Паншетаям, обр. 59(1)/99ДИ (табл. 10, фиг. 4,5,6); бассейн р. Тихая, обр. 64/00ДН (табл. 12, фиг. 10). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Мезозой. Всесветно.

Stylodruppa bogdanovi Kurilov sp. nov.

Табл. 15, фиг. 1–3

Голотип: № 217/2001(1), № 231/2001(1), № 226/2001(1), обр. RD 20/00, ИЛРАН, р. Рассошина, Западная. Камчатка, сантон – нижний кампан.

О п и с а н и е. Раковина эллипсоидальной формы. Наружная, шероховатая оболочка скелета пронизана различной величины овальными порами, расположенными беспорядочно. Поры не имеют ярко выраженные многоугольные обрамления. На обоих полюсах главной оси расположено по пучку толстых граненых игл. На одном полюсе находятся удаленные друг от друга 2–4 иглы, на противоположном – 1–3 небольшие иглы.

Р а з м е р ы (мк). Голотип (фиг.1). Высота скелета без игл от полюса до полюса 216, ширина скелета в экваториальной области 156, длина игл 8–44, диаметр пор 4–12;

Паратип № 1 (фиг. 2). Высота скелета без игл от полюса до полюса 150, ширина скелета в экваториальной области 106, длина игл 16–40, диаметр пор 3–6;

Паратип № 2 (фиг. 3) Высота скелета без игл от полюса до полюса 163, ширина скелета в экваториальной области 116, длина игл 20–56, диаметр пор 4–12.

С р а в н е н и е. От *Stylodruppa bifascicula* Kasinzova, 1979, с.95, табл.1, фиг.1, №104/4. (Сахалин, Холмское шоссе, красноярковская свита Кампан) отличается устойчивой овальной формой, более утолщенными иглами на полюсах. Поверхность раковины шероховатая, почти гладкая. Поры неравновеликие, более крупные, расположены на значительном удалении друг от друга. Многоугольные поровые обрамления практически не выражены. Общее количество пор на поверхности раковины заметно уступает виду *S. bifascicula* Kasinzova.

Материал: Три экземпляра из сантон-раннекампанской ассоциации радиолярий бассейна р. Рассошина (обр. RD 20/00), Западная. Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Сантон – нижний кампан Камчатки.

Stylodruppa ex gr. bogdanovi Kurilov sp. nov.

Табл. 11, фиг. 4, 5

О р и г и н а л. № 107/2001(1), № 328/2001(1), обр. 64/00ДН, р. Тихая, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан.

С р а в н е н и е. Вследствии плохой сохранности форм рода *Stylodruppa*, нельзя точно определить к каким видам они относятся. Однако беспорядочно расположенные на наружных овально-сферических оболочках раковин поры различного размера и формы позволяют отнести их к *Stylodruppa ex gr. bogdanovi*, только одинаково отстоящие друг от друга иглы на обоих полюсах, сближают эти формы с *Stylodruppa tumefacta* Kasinzova.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 11, фиг. 4) высота скелета без игл от полюса до полюса 260, ширина скелета в экваториальной области 175, длина игл 35, диаметр пор 5;

у формы (табл. 11, фиг. 5). высота скелета без игл от полюса до полюса 235, ширина скелета в экваториальной области 190, длина игл в среднем 30, диаметр пор 5.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Тихая, обр. 64/00ДН. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Коньяк-раннекампанская ассоциация Западной Камчатки.

Theocapsomma aff. *amphora* (Campbell et Clark)

Табл. 7, фиг. 2

Г о л о т и п. *Theocapsa (Theocapsomma) amphora*: Campbell et Clark, 1944, с. 35, табл. 7, фиг. 30, 31.

О р и г и н а л. № 393/2001(2), обр. 175/99К, ИЛРАН, р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк – ранний кампан.

О п и с а н и е. Раковина небольшая овальной формы, трехкамерная. Цефалис полусферический, слегка погруженный в торакс. Торакс широкий субконический. Удлиненный абдомен имеет первоначально субсферическую форму, но впоследствии принимает округлую форму. Устье удлиненное, трубчатое. Раковина покрыта круглыми порами, расположенными горизонтальными параллельными рядами.

Р а з м е р ы (мк). Высота раковины 335, ширина раковины в средней части 135, средний диаметр пор 3,5.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 175/99К. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Коньяк-кампан Калифорнии и Западной Камчатки.

Xitus asymbatos (Foreman).

Табл. 13, фиг. 10

Г о л о т и п. *Xitus asymbatos*: Foreman, 1968, с. 73, табл. 8, фиг. 10а–с, № 158013, Национальный музей США. Калифорния, округ Фреско, свита Морено, местонахождение CAS 1144. Поздний маастрихт.

О р и г и н а л. № 113/2001(1), обр. 64/00 ДН (табл. 13, фиг. 10), ИЛРАН, р. Тихая, Западная Камчатка, коньяк – нижний кампан.

О п и с а н и е. Раковина многосегментная (до 6 камер), конусообразная бугристая. Цефалис сферический, крупный, без пор, с коротким крепким рогом. Торакс и последующие камеры имеют форму усеченных конусов. Поверхность раковины двуслойная. Нижний слой пронизан мелкими порами, расположенными поперечными рядами, в шахматном порядке относительно друг друга, верхний – из бугров, соединенных многочисленными перекладинами, которые образуют неравномерные многоугольные площадки. Устье открытое.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 13, фиг. 10) высота раковины 340, высота цефалиса 40, ширина раковины у основания 170, средний диаметр пор 7.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Тихая, обр. 64/00 ДН (табл. 13, фиг. 10). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Альб-маастрихт по всему миру; нижний сеноман – верхний кампан Сахалина; коньяк-раннекампанская ассоциация Западной Камчатки.

Xitís ex gr. asymbatos (Foreman)

Табл. 14, фиг. 9

О р и г и н а л. № 204/2001(1), обр. 18/00RD, ИЛРАН, р. Рассошина, Западная Камчатка, сантон – нижний кампан.

С р а в н е н и е. Раковина многокамерная, коническая. Цефалис имеет небольшой апикальный рог. Мелкие поры, находящиеся в многоугольных обрамлениях, покрывают всю наружную поверхность раковины плотными параллельными рядами. Относительно друг друга поровые отверстия расположены в шахматном порядке. Устье открытое широкое.

Р а з м е р ы (мк). Высота раковины 386, ширина раковины в центральной части 120, ширина раковины в приустьевой части 140, средний диаметр пор 6.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Рассошина, обр. 18/00RD. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Альб–маастрихт. Всесветно.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас руководящих групп меловой фауны Сахалина. СПб.: Недра, 1993. 327 с.
- Басов И.А., Вишневская В.С.* Стратиграфия верхнего мезозоя Тихого океана. М.: Наука, 1991. 200 с.
- Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е., Вишневская В.С., Извеков И.Н.* Средне-верхнеюрские и нижнемеловые комплексы радиоларий Омгонского хребта (Западная Камчатка) // Докл. РАН. 1991. Т.321. №2. С.344-348.
- Богданов Н.А., Соловьев А.В., Леднева Г.В., Палечек Т.Н., Ландер А.В., Гарвер Дж.И., Вержбицкий В.Е., Курилов Д.В.* Строение меловой аккреционной призмы хребта Омгон (Западная Камчатка) // Геотектоника. 2003. №4. С.64-76.
- Вишневская В.С.* Радиолариевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС, 2001. 374 с.
- Вишневская В.С.* Новые виды радиоларий из верхнего мела юга Корякского нагорья (Северо-восток России) // Палеонтол. журнал. 2002. №5. С.3-7.
- Вишневская В.С., Шикова Т.Н.* Радиоларии Тихоокеанской окраины России как индикаторы тектонических перестроек // Тезисы докл. XLI сессии ВПО “Палеобиогеография, центры происхождения и миграции организмов”. СПб, 1995. С.16-17.
- Вишневская В.С., Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е.* Бореальные радиоларии средней юры – раннего мела Охотоморского побережья Камчатки // Тихоокеанская геология. 1998. Т.17. №3. С.22-35.
- Вишневская В.С., Басов И.А., Курилов Д.В.* Радиоларии и планктонные фораминиферы коньяка-сантона Западной Камчатки // Мат-лы II молодежной конф., посвященной памяти А.Л. Яншина. М.: Научный мир, 2003. С.308-312.
- Вишневская В.С., Богданов Н.А., Курилов Д.В.* Первые находки достоверных нижнемеловых (берриас и валанжин) радиолариевых ассоциаций на восточном Сахалине // Докл. РАН. 2003а. Т.389. №5. С.1-4.
- Вишневская В.С., Богданов Н.А., Курилов Д.В.* Первые данные о баррем-альбских радиолариевых ассоциаций Восточного Сахалина // Докл. РАН. 2003б. Т.392. №6. С.787-791.
- Вишневская В.С., Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Пральникова И.Е.* Новые данные о возрасте и корреляция вулканогенно-кремнистых ком-

- плексов северо-западного побережья Охотского моря // Докл. РАН. 1998. Т.359. №1. С.66-69.
- Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 167 с.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1:5000000 (новая серия). Лист О-57, (58) – Палана. Объяснительная записка. Л., 1989. 105 с.
- Двали М.Ф.* Геологическое строение Паланского района (западное побережье п-ова Камчатка). СПб.: Гостоптехиздат, 1957. Тр. ВНИГРИ. Вып. 102.
- Демидов Н.Т., Сулима Г.С.* Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200000. Западно-Камчатская серия. О-57-Х, XI (Палана, Кинкиль). Л.: ВСЕГЕИ, 1982.
- Жамойда А.И.* Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР. Л.: Недра, 1972. 243 с.
- Казинцова Л.И.* Меловые радиолярии Корякского нагорья // Советская геология. 1979. №4. С.81-85.
- Казинцова Л.И., Лобов Л.М.* О находке берриас-валанжинских радиолярий в вулканогенно-кремнистых отложениях Западной Камчатки // Тезисы докл. "Радиолярии и биостратиграфия". Свердловск, 1987. С.38-39.
- Коваленко Д.В., Леднева Г.В., Вишневецкая В.С., Баянова Т.Б., Чернов Е.Е., Лопатина Д.А.* Структурно-формационные комплексы и тектоническое развитие Паланской островной дуги (Паланский район Западной Камчатки) // Геотектоника (в печати).
- Курилов Д.В.* Новые находки юрско-меловых радиолярий на Западной Камчатке // Исследования литосферы. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. С.40-42.
- Курилов Д.В.* Некоторые данные о возрасте кремнистого комплекса Паланского района (Западная Камчатка) / Мат-лы I молодежной конф., посвященной 90-летию со дня рождения А.Л.Яншина. М.: Научный Мир, 2001. С.142-146.
- Курилов Д.В.* Позднемеловые радиоляриевые ассоциации бассейнов рек Рассошиной и Тихой // Мат-лы II молодежной конф., посвященной 90-летию со дня рождения А.Л.Яншина. М.: Научный мир, 2002. С.296-300.
- Курилов Д.В., Богданов Н.А.* Первая находка юрских радиолярий в районе Усть-Паланы на Зап. Камчатке // Докл. РАН. 2001. Т.379. №3. С.417-422.
- Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000. Н.А.Богданов, В.Е.Хаин – ред. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН. 2000. 193 с.
- Палечек Т.Н.* Строение и условия формирования верхнемеловых вулканогенно-кремнистых отложений Олюторского района (на основе радиоляриевого анализа). Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М.: Ин-т литосферы РАН, 1997. 25 с.
- Палечек Т.Н.* Кампан-маастрихтские радиолярии Западной Камчатки (Паланский разрез) // Современные вопросы геотектоники. Мат-лы I молодежной конф., посвященной 90-летию со дня рождения А.Л.Яншина. М.: Научный мир, 2001. С.153-159.
- Палечек Т.Н., Барабошкин Е.Ю., Соловьев А.В.* Новые данные о нижнемеловых отложениях Западной Камчатки (мыс Хайрюзова) // Современные вопросы геотектоники. Мат-лы I молодежной конф., посвященной 90-летию со дня рождения А.Л.Яншина. М.: Научный мир, 2001. С.159-161.
- Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Шапиро М.Н.* Возраст докайнозойских комплексов района поселка Палана // Исследования литосферы. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. С.42-45.
- Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Шапиро М.Н.* Строение и возраст осадочно-вулканогенных отложений Паланского разреза (Западная Камчатка) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. М.: Наука, 2003. Т.11. №3. С.57-74.
- Петрушевская М.Г.* Радиолярии отряда Nassellaria Мирового океана. Л.: Наука, 1981. 405 с.
- Практическое руководство по микрофауне. Т.6. Радиолярии мезозоя. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 272 с.
- Соловьев А.В., Ландер А.В., Палечек Т.Н., Леднева Г.В., Вержбицкий В.Е., Курилов Д.В., Гарвер Дж.И.* Строение и возраст комплексов хребта Омгон (Западная Камчатка) // Современные вопросы геотектоники. Мат-лы

- I молодежной конф., посвященной 90-летию со дня рождения А.Л.Яншина. М.: Научный мир, 2001. С.35-40.
- Стратиграфический словарь СССР. Триас–мел. Л.: Недра, 1979. 350 с.
- Baumgartner P.O.* INTERRAD Middle Jurassic – Cretaceous Working Group. Middle Jurassic to Lower Cretaceous radiolaria of Tethyan: Occurrences, Systematics, Biochronology // *Memoire de Geologie (Lausanne)*. 1995. №23. 1200 p.
- Hollis C.J.* Cretaceous–Paleocene Radiolaria from Eastern Marlborough, New Zealand. Institute of Geological & Nuclear Sciences Monograph 17. Lower Hutt, New Zealand: 1997. 152 p.
- Kravchenko-Berezhnoy I.R., Ledneva G.V., Ivanova E.A., Vishnevskaya V.S.* Allochthonous lithotectonic units of the NW Olutor terrane (NE Kamchatka) // *Ofioliti*. 1993. V.18. №2. P.177-180.
- Pujana I., Quilty G.* High latitude, late Campanian (Cretaceous) Radiolaria from offshore south-eastern Tasmania // *Alcheriana*. 2002. V.26. P.249-260.
- Vishnevskaya V.S., Bogdanov N.A., Bondarenko G.E.* Middle Jurassic to early Cretaceous radiolaria from the Omgon Range, western Kamchatka // *Ofioliti*. 1999. V.24. №1. P.31-42.
- Vishnevskaya V., Murchey B.* Climatic affinity and possible correlation of some Jurassic to Lower Cretaceous radiolarian assemblages from Russia and North America // *Micropaleontology*. 2002. V.48. №1. P.89-111.

НОВЫЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ЮРСКИХ И МЕЛОВЫХ РАДИОЛЯРИЙ НА ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКЕ

Д.В. Курилов

Радиолярии, характерные для верхнемеловых отложений, согласно последним данным практического руководства по изучению радиолярий [Практическое руководство..., 1999], на территории Западной Камчатки до настоящего времени монографически не описывались. Чтобы устранить этот пробел, мы предлагаем палеонтологическое описание новых и характерных видов меловых радиолярий Западной Камчатки. Юрские (байос–титон) и раннемеловые радиолярии Западной Камчатки, Омгонский хребет) ранее были описаны в статье В.С. Вишневской с соавторами [1998] и монографии В.С. Вишневской [2001], поэтому здесь приведены только фотоиллюстрации (табл. 40, 41) по дополнительным образцам (604-2а, 08/1-98).

Меловые радиолярии Западной Камчатки происходят из четырех местонахождений: Паланского района (1-е – тектонический блок, где размещены юрские и верхнемеловые отложения, см. рис. 3 в статье Вишневская и др. в этом сборнике, фототабл. 28, 31–33; 2-е – совместного местонахождения радиолярий и планктонных фораминифер, см. рис. 4 в статье Вишневская и др. в этом сборнике, фототабл. 34–36; 3-е – из тектонических пластин, расположенных рядом с местонахождением радиолярий и планктонных фораминифер, фототабл. 27, 29, 30, 37; 4-е – тектоническая пластина в районе устья р. Палана, фототабл. 38, 39); хребта Паншетаям (район горы

Ируней, фототабл. 9, 10), бассейна р. Тихая (фототабл. 11–13) и бассейна р. Рассошина (фототабл. 14–16).

В *Паланском районе* поздне меловые радиоляриевые ассоциации, имеющие возраст коньяк – ранний сантон (обр. 170/99 К, фототабл. 5, 34; обр. 171/99 К, фототабл. 6, 35), коньяк – ранний кампан (обр. 175/99 К, фототабл. 7, 36), альб–сеноман (обр. 151/99 К, фототабл. 27), коньяк–сантон (обр. 94-95/99, фототабл. 28, 31–33), кампан–маастрихт (обр. 145/99 К, 149-150/99 К, фототабл. 29; обр. 152-154/99 К, фототабл. 30) были обнаружены в породах сильно дислоцированной кремнистой толщи мощностью до 200 м, залегающей в непосредственной близости к устью р. Палана. Обнажающаяся по береговой линии примерно на 4 км кремнистая пластина граничит на северо-востоке с вулканогенно – кремнистым комплексом, протягивающимся по линии берега на 8 км до устья р. Анадырка, который сложен переслаивающимися серыми, зелеными, черными кремнями, туфогенными песчаниками, алевролитами и аргиллитами.

Породы кремнистого комплекса в устье р. Палана, залегающие в виде пластин и чешуй в системе надвигов, представлены переслаивающимися серыми, зелеными, красными кремнями, красными яшмами, туфогенными песчаниками, кремнистыми алевролитами и аргиллитами. Верхний комплекс, по данным Д.В. Коваленко и др.

(в печати), составляют переслаивающиеся красные и зеленые кремни с многочисленными иносцимитовыми горизонтами.

Породы, из которых были извлечены коньяк-раннесантонские и сантон-раннекампанские радиоляриевые ассоциации (образцы 170-175/99 К, фототабл. 34–36 и обр. 94-95/99, фототабл. 28, 31–33), были отобраны из тектонических блоков, расположенных в северной части кремнистого комплекса. Блоки представлены переслаивающимися сургучными кремнистыми породами, мощность которых составляет обычно менее 10 м (см. рис. 3, 4 в статье Вишневецкая и др. в этом сборнике). Здесь из образца 95/99 (фототабл. 28, фиг. 6), отобранного из прослоя зеленых кремней, мощностью 1,5 м, был выделен новый вид *Actinomma ? trispina* Kurilov sp. nov. (фототабл. 28, фиг. 6).

Кампан-маастрихтские радиоляриевые ассоциации (образцы 145/99 К, 149-150/99 К, фототабл. 29; обр. 152-154/99 К, фототабл. 30) были выделены из трех тектонических блоков расположенных в 3 км от устья р. Палана, представленных переслаивающимися зелеными и красными кремнями, мощность которых достигает 7–8 м. Причем один из блоков содержит две кремнистые пачки, контакт между которыми тектонический.

Из пород данного блока выделены две разновозрастные ассоциации радиолярий: первая ассоциация была извлечена из нижней пачки красных и зеленых кремней, смятых в изоклинальные складки (мощностью 5,5 м) и представлена кампан-маастрихтскими формами (обр. 149-150/99, фототабл. 29). А из вышележащих с несогласием красных кремней была извлечена альбсеноманская радиоляриевая ассоциация (обр. 151/99, фототабл. 27). По степени окатанности и ожелезнения радиолярий этой ассоциации был сделан вывод, что, по-видимому, мы имеем дело с переотложенными формами. Кроме того, альбсеноманская ассоциация также была выделена из пачки сургучных яшм (обр. 164/99 К, фототабл. 27), мощностью 20 м, залегающей в непосредственной близости от вышеописанного блока. (Описание разрезов, где были отобраны вышеуказанные образцы см. в статье Вишневецкая и др., в этом сборнике.)

В районе хребта Паншетаям (высшая точка – гора Ируней) из сильно метаморфизированных кремнистых отложений была получена радиоляриевая ассоциация, отвечающая коньяк-раннекампанскому возрастному интервалу. Радиолярии средней сохранности были извлечены из пород, фрагментарно обнажающихся на северном склоне хребта Паншетаям, в виде осыпей туфов, содержащих кремнистые прослои. Здесь из серии прослоев темно-красных кремней, мощностью 5–7 см, и была выделена коньяк-раннекампанская радиоляриевая ассоциация (обр. 59(1)/99 ДИ, фототабл. 9; обр. 59(1)-(3)/99 ДИ, фототабл. 10). (см. статью А.Н. Сухова и А.Б.Кузьмичева в этом сборнике).

В бассейне р. Тихая исследовался вулканогенно-терригенный комплекс пород мощностью примерно 1 км, который представлен двумя толщами: вулканогенно-кремнистой и согласно ее перекрывающей терригенной. Вулканогенно-кремнистая толща сложена базальтами с прослоями светло-зеленых слоистых кремнистых пород, местами сильно окварцованных. Мощность этих прослоев составляет 10–20 см. Вышележащая толща представлена продуктами перемыва основных пород, кремней и яшм (см. статью Д.В. Коваленко и др., в печати; А.Н. Сухова и А.Б.Кузьмичева в этом сборнике).

На наличие микрофауны были опробованы сильно окварцованные кремнистые прослои нижней толщи, т.е. отбор проб проводился из каждого кремнистого прослоя кремнисто-базальтовой толщи, с интервалом 2–6 м. В ходе лабораторных работ при обработке материалов, из сорока отобранных образцов слоистых кремней, микрофауну хорошей сохранности удалось извлечь только из одного образца (обр. 64/00 ДН, фототабл. 11–13). В остальных случаях микрофауна отсутствует полностью или практически неопределима из-за большой степени метаморфизованности кремнистых пород. Выделенная из образца 64/00 ДН микрофауна представлена коньяк-раннекампанской ассоциацией радиолярий хорошей сохранности (обр. 64/00 ДН, фототабл. 11; обр. 64/00 ДН, фототабл. 12; обр. 64/00 ДН, фототабл. 13). Из того же образца был извлечен новый вид – *Stylodruppa bogdanovi* sp. nov. (фототабл. 11, фиг. 4, 5).

В бассейне р. Рассошина возраст на основе определений микрофауны (радиолярий) был получен для верхней части изученного здесь разреза мощностью до 2 км. Верхняя часть разреза образована терригенными кварц-полевошпатовыми породами, которые согласно сменяются кремнисто-яшмовыми толщами, включающими многочисленные базальтовые потоки. Нижняя же часть представлена в основном терригенными кварц-полевошпатовыми породами (см. статьи Д.В. Коваленко и др., в печати; А.Н. Сухова и А.Б. Кузьмичева в этом сборнике).

В частности, фрагмент разреза кремнистых пород был изучен по правому притоку р. Рассошина, где он представляет собой выход общей мощностью 20 м. Низы этого разреза сложены пачкой ярко-красных глинистых кремней, сменяющихся бледно-зелеными туфовыми кремнями с обилием призматических слоев иноцеромов. Разрез завершается пачкой переслаивания красных глинистых кремней и светло-зеленых плот-

ных кремней без слоев иноцеромов. Из кремнистых пачек, в основном из прослоев красных глинистых кремней верхней части разреза, была выделена радиоляриевая сантон-раннекампанская ассоциация (обр. 18/00 RD, фототабл. 14; обр. 20/00 RD, фототабл. 15; обр. 18-20/00 RD, фототабл. 16). Из прослоев красных глинистых кремней (обр. 20/00 RD) был выделен новый вид, описанный как *Stylodruppa bogdanovi* Kurilov sp. nov. (фототабл. 15, фиг. 1–3). Литературные ссылки к тексту и палеонтологическим описаниям см. в статье Вишневецкая и др. в этом сборнике и в [Вишневецкая, 2001].

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 00-03-64425 и Государственной программы поддержки ведущих научных школ, грант НШ-1980.2003.5. Автор также благодарит научного руководителя В.С. Вишневецкую и рецензентов С.А. Паланджяна и Т.Н. Палечек за ценные замечания и советы.

ХАРАКТЕРНЫЕ И НОВЫЕ ВИДЫ МЕЛОВЫХ РАДИОЛЯРИЙ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

Actinomma ? trispina Kurilov sp. nov.

Табл. 28, фиг. 6

Г о л о т и п. № 29/99-6, обр. 95/99 (табл. 28, фиг. 6), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк–сантон.

О п и с а н и е. Раковина по размерам небольшая, сферической формы, с крупными буграми между порами на внешней оболочке. Наружная поверхность несет три коротких массивных заостренных иглы, расположенных в одной плоскости. Между каждой парой главных игл примерно 120°, второстепенные иглы полностью отсутствуют. Иглы практически одинаковой длины, трехгранные. Раковина покрыта круглыми, эллипсоидальными порами, расположенными в пяти-шестиугольных обрамлениях, сильно выступающих над поверхностью.

Р а з м е р ы (мк). У голотипа (табл. 28, фиг. 6) средний диаметр раковины без игл 165, высота игл 45-50, средний диаметр пор 10.

С р а в н е н и е. Форма (табл. 28, фиг. 6) от других видов этого рода отличается количеством игл (3) и меньшим размером раковины.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 95/99 (табл. 28, фиг. 6). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Коньяк–сантон Западной Камчатки.

Amphipyndax cf. awaensis Nakaseko et Nishimura

Табл. 29, фиг. 6

Г о л о т и п. *Amphipyndax awaensis*: Nakaseko et al., 1979, с. 21, табл. 6, фиг. 16. Япония, юго-западная часть, формация Анан. Альб–сеноман.

О р и г и н а л. № 103/2000(2), обр. 149/99 К (табл. 29, фиг. 6), ИЛРАН, кремнистый комплекс р. Палана, Западная Камчатка, кампан–маастрихт.

О п и с а н и е. Раковина многосегментная, овально-вытянутой формы, с конической апикальной частью и суживающейся дистальной. Поверхность раковины пронизана крупными округлыми порами с шестиугольными обрамлениями, расположенными в шахматном порядке поперечными рядами. Устье округлое открытое.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 29, фиг. 6) высота раковины 600, ширина раковины 300, диаметр пор 10–20.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Палана, обр. 149/99 К (табл. 29, фиг. 6). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Начало верхнего альба Сахалина; альб–турон Японии; сантон–маастрихт Западной Камчатки.

Amphipyndax (?) conicus (Campbell et Clark)

Табл. 28, фиг. 4

Г о л о т и п. *Amphipyndax conicus* Nakaseko et Nishimura, 1981, с. 143, табл. 12, фиг. 1, 2; табл. 17, фиг. 8.

О р и г и н а л. № 49/99-6, обр. 94/99 (табл. 28, фиг. 4), ИЛРАН, кремнистый комплекс р. Палана, Западная Камчатка, коньяк–сантон.

С р а в н е н и е. От голотипа наш оригинал отличается большими размерами и наружной структурой раковины.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 28, фиг. 4) высота раковины 294, высота цефалиса 36, ширина раковины в приустьевой части 157, средний диаметр пор 5.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Палана, обр. 94/99 (табл. 28, фиг. 4). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Коньяк–сантон Западной Камчатки.

Amphipyndax ex gr. mediocris (Tan)

Табл. 27, фиг. 14

Г о л о т и п. *Dictyomitra mediocris* Tan Sin Hok, 1927, с. 55, табл. 10, фиг. 82.

Amphipyndax mediocris (Tan Sin Hok) in Renz, 1974, с. 788, табл. 5, фиг. 7–9, табл. 12, фиг. 3.

О р и г и н а л. № 275/2000(2), обр. 164/99 К (табл. 27, фиг. 14), ИЛРАН, кремнистый комплекс р. Палана, Западная Камчатка, альб–сеноман.

С р а в н е н и е. От других форм отличается крупным сильно выступающим цефалисом, имеющим практически цилиндрическую форму и лишь сверху имеющим сферическое завершение.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 27, фиг. 14) высота раковины 193, высота цефалиса 33, ширина раковины в приустьевой части 106, средний диаметр пор 3.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Палана, обр. 164/99 К (табл. 27, фиг. 14). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Альб–сеноман Западной Камчатки.

Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. A. Vishnevskaya*Табл. 28, фиг. 8–14**

Amphipyndax stocki (Campbell et Clark) var. A. Vishnevskaya: Vishnevskaya, 1984, с. 190, фиг. 1a-d, 2a-c; Богданов и др., 1987, с. 52, табл. 5, фиг. 2–6.

О р и г и н а л. № 50/99-6, № 41/99-6, № 48/99-6, № 23/99-6, № 36/99-6, № 22/99-6, № 31/99-6, обр. 95/99 (табл. 28, фиг. 8–14), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк-сантон.

О п и с а н и е. Раковина коническая, с широким устьем. Наружные пережимы между камерами не выражены. Цефалис слабо выраженный, в виде сферы, постепенно переходящей в последующий сегмент. Поры округлые с гексагональными обрамлениями расположены рядами. Поры немного увеличиваются в размерах в дистальной части раковины. Количество пор в одном ряду средней части раковины на полусфере 8–10, количество поперечных рядов пор на одном сегменте 3–4.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 28, фиг. 8) длина раковины 270, ширина раковины 115, длина цефалиса 20, ширина цефалиса 35, максимальный диаметр пор 10, минимальный диаметр пор 5;

у формы (табл. 28, фиг. 9) длина раковины 275, ширина раковины 115, длина цефалиса 15, ширина цефалиса 35, максимальный диаметр пор 7,5, минимальный диаметр пор 5;

у формы (табл. 28, фиг. 10) длина раковины 275, ширина раковины 110, длина цефалиса 40, ширина цефалиса 40, максимальный диаметр пор 10, минимальный диаметр пор 5;

у формы (табл. 28, фиг. 11) длина раковины 490, ширина раковины 209, длина цефалиса 72, ширина цефалиса 63, максимальный диаметр пор 13, минимальный диаметр пор 9;

у формы (табл. 28, фиг. 12) длина раковины 510, ширина раковины 200, длина цефалиса 70, ширина цефалиса 60, максимальный диаметр пор 10, минимальный диаметр пор 5;

у формы (табл. 28, фиг. 13) длина раковины 255, ширина раковины 135, длина цефалиса 40, ширина цефалиса 35, максимальный диаметр пор 7,5, минимальный диаметр пор 5;

у формы (табл. 28, фиг. 14) длина раковины 461, ширина раковины 215, длина цефалиса 46, ширина цефалиса 61, максимальный диаметр пор 11, минимальный диаметр пор 7.

М е с т о н а х о ж д е н и е. бассейн р. Усть-Палана, обр. 95/99 (табл. 28, фиг. 8–14). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Баррем–сантон, иногда включая средний кампан Корякского нагорья, Камчатки, Тихого океана.

Amphipyndax ex gr. stocki* (Campbell et Clark) var. A. Vishnevskaya*Табл. 29, фиг. 12**

Amphipyndax stocki (Campbell et Clark) var. A. Vishnevskaya: Vishnevskaya, 1984, с. 190, фиг. 1a-d, 2a-c; Богданов и др., 1987, с. 52, табл. 5, фиг. 2–6.

О р и г и н а л. № 119/2000(2), обр. 150/99 К, ИЛРАН, кремнистый комплекс бассейна р. Палана, Западная Камчатка, кампан–маастрихт.

О п и с а н и е. Раковина коническая, с широким устьем. Наружные пережимы между камерами не выражены. Цефалис слабо выраженный, в виде сферы, постепенно переходящей в последующий сегмент. Поры округлые с гексагональными обрамлениями, расположены рядами. Поры немного увеличиваются в размерах в дистальной части раковины. Количество пор в одном ряду средней части раковины на полусфере 8–9.

Р а з м е р ы (мк). Длина раковины 236, ширина раковины в средней части 128, длина цефалиса 24, ширина цефалиса 36, максимальный диаметр пор 8, минимальный диаметр пор 4.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Палана, обр. 150/99 К. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Кампан–маастрихт Камчатки.

Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. B. Vishnevskaya*Табл. 29, фиг. 13**

Amphipyndax stocki (Campbell et Clark) var. B. Vishnevskaya: Vishnevskaya, 1984, с. 190, фиг. 1е, 2b-d; Богданов и др., 1987, с. 57, табл. 6, фиг. 1-5.

О р и г и н а л. № 126/2000(2), обр. 150/99 К (табл. 29, фиг. 13), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, кампан-маастрихт.

О п и с а н и е. У форм (табл. 29, фиг. 13) раковина коническая многокамерная, в приустьевой части постепенно переходящая в цилиндрическую. Цефалис конический с округлой вершиной. Наружная поверхность раковины с отчетливой сегментацией. Округло-гексагональные поры располагаются в шахматном порядке, и имеют гексагональные обрамления. Поры не равные, в центральной части они крупнее. Количество пор в одном ряду средней части раковины на полусфере 8-9, количество поперечных рядов пор на одном сегменте 3-4.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 29, фиг. 13) длина раковины 248, ширина раковины 112, длина цефалиса 44, ширина цефалиса 36, максимальный диаметр пор 6, минимальный диаметр пор 4.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 150/99 К (табл. 29, фиг. 13). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний сантон – нижний маастрихт Корякского нагорья, Камчатки, Центрального Кавказа, Тихого океана.

Archaeospongoprunum stocktonensis* Pessagno*Табл. 29, фиг. 4; Табл. 30, фиг. 5**

Г о л о т и п. – *Archaeospongoprunum stocktonensis* Pessagno, 1973, с. 64-65, табл. 13, фиг. 6.

О р и г и н а л. № 155/2000(2), обр. 154/99К (табл. 30, фиг. 5), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, кампан-маастрихт;

№ 88/2000(2), обр. 149/99К (табл. 29, фиг. 4), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, кампан-маастрихт.

О п и с а н и е. Раковина эллипсоидной формы, небольшая, без пережимов на наружной поверхности. У каждой формы имеются две массивных полярных иглы, прямые (табл. 29, фиг. 4) или слегка закрученные (табл. 30, фиг. 5). Поверхность раковин несет округлые и овальные поры различной величины, находящиеся в многоугольных обрамлениях.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 30, фиг. 5) высота центральной части раковины (без игл) 136, ширина центральной части раковины 103, высота иглы 96, средний диаметр пор 8;

у формы (табл. 29, фиг. 4) высота центральной части раковины (без игл) 150, ширина центральной части раковины 103, высота иглы 46, средний диаметр пор 6.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 149/99К, обр. 154/99К. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Кампан-маастрихт Камчатки, Калифорнии.

Bathropyramis* sp.*Табл. 30, фиг. 2**

О р и г и н а л. № 190/2000(2), обр. 152/99 К, ИЛРАН, р. Усть-Палана, Западная Камчатка, кампан-маастрихт.

О п и с а н и е. Раковина небольшая высоко пирамидальная. На конусе раковины находится восемь равных плоских граней, разделенных в промежутках друг от друга крупными продольными ребрами. Каждая грань содержит до девяти пар поперечных пор, расположенных друг над другом. Все поры составляют симметричные ряды. Начиная от вершины раковины к ее устью, поры каждой

границы заметно увеличиваются в размерах. Раковина сильно повреждена, вследствие чего, определение до вида не представляется возможным.

Размеры (мк). Высота раковины примерно 140, ширина устья 133, средний диаметр пор 5.

Местонахождение. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 152/99 К. Западная Камчатка.

Распространение. Верхний кампан – маастрихт Калифорнии, Беринговоморского региона России.

Cavaspongia antelopensis Pessagno

Табл. 28, фиг. 7

Голотип. *Cavaspongia antelopensis* Pessagno, 1973, с. 76, табл. 18, фиг. 4–6; табл. 19, фиг. 1.

Оригинал. № 21/99-6, обр. 95/99, ИЛРАН, р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк-сантон.

Описание. Кортикальная раковина двояковыпуклая, губчатая, имеющая три отростка. Равные по длине отростки, имеют наклон от центра к широким концам. Наружная поверхность кортикальной раковины покрыта переплетающимися многоугольными отверстиями. Решетчатая медулярная раковина обычно соединяется с кортикальной тремя массивными губчатыми, полыми отростками.

Размеры (мк). Длина первого отростка (от центра раковины) 330, длина второго отростка (от центра раковины) 300, средний диаметр пор 10.

Местонахождение. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 95/99. Западная Камчатка.

Распространение. Турон Калифорнии, Польши, Атлантического региона, Русской платформы, коньяк-сантон Западной Камчатки.

Clathrocyclus gravis Vishnevskaya

Табл. 30, фиг. 7

Голотип. *Clathrocyclus gravis*: Vishnevskaya, 1986, табл. 3, фиг. 2; Богданов и др., 1987, с. 63, табл. XII, I; обр. 0297/1-14, ИЛРАН, кампан-палеоцен Беринговоморского региона России, Камчатка.

Оригинал. № 167/2000(2), обр. 154/99 К, ИЛРАН, кремнистый комплекс бассейна р. Усть-Палана, Западная Камчатка, кампан-маастрихт.

Описание. Раковина колоколообразной формы, коническая в начальной части. Цефалоторакс представляет коническую часть, абдомен – цилиндрическую. Абдомен с широкими порами, обрамленными гексагональными рамками. Размер пор постепенно увеличивается от цефалиса к абдомену. Цефалис с апикальной иглой – рогом. Рог вертикальный конический, короткий, с эллипсоидальными бороздами между гранями. Устье открытое, широкое.

Размеры (мк). Высота раковины 216, ширина раковины в центральной части 164, ширина устья 132, средний диаметр пор 10–12.

Местонахождение. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 154/99 К. Западная Камчатка.

Распространение. Кампан-палеоцен Беринговоморского региона России, Японии.

Clathrocyclus aff. gravis Vishnevskaya

Табл. 30, фиг. 12

Голотип. *Clathrocyclus gravis*: Vishnevskaya, 1986, табл. 3, фиг. 2; Богданов и др., 1987, с. 63, табл. XII, I; обр. 0297/1-14, ИЛРАН, кампан-палеоцен Беринговоморского региона России, Камчатка.

О р и г и н а л. № 223/2000(2), обр. 153/99 К, ИЛРАН, кремнистый комплекс бассейна р. Усть-Палана, Западная Камчатка, кампан–маастрихт.

О п и с а н и е. У раковина начальная коническая часть существенно небольшого размера. Остальная часть практически цилиндрической формы. Отношение конической части раковины к цилиндрической составляет отношение примерно 1/4. Поверхность раковины покрыта порами, с многоугольными обрамлениями. Размер пор постепенно увеличивается от цефалиса к абдомену. Цефалис с апикальной иглой – рогом. Рог вертикальный конический, короткий, с эллипсоидальными бороздами между гранями. Устье открытое, широкое.

Р а з м е р ы (мк). Высота раковины 306, ширина раковины в центральной части 286, средний диаметр пор 10–13.

С р а в н е н и е. От голотипа отличается большими размерами раковины.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 153/99 К. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Кампан–палеоцен Берингоморского региона России.

Conosphaera (?) haeckeli Aliev

Табл. 27, фиг. 10

Г о л о т и п. *Conosphaera haeckeli* Aliev, 1965, табл. 2, фиг. 1. Азербайджан, с. Канахкенд. Альб. Голотип 557. ИГ АН Азерб. ССР

О р и г и н а л. № 300/2000(2), обр. 164/99 К, ИЛРАН, кремнистый комплекс бассейна р. Усть-Палана, Западная Камчатка, альб–сеноман.

С р а в н е н и е. От других форм отличается овальной формой, и неясным строением наружной оболочки раковины, вследствие плохой сохранности.

Р а з м е р ы (мк). Диаметр раковины 227, высота игл 27–38, средний диаметр пор 5.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 164/99 К. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Альб–сеноман Западной Камчатки.

Cryptamphorella (?) sp.

Табл. 27, фиг. 3; Табл. 30, фиг. 8

О р и г и н а л. № 189/2000(2), обр. 151/99К (табл. 27, фиг. 3), ИЛРАН, р. Усть-Палана, Западная Камчатка, альб–сеноман;

№ 214/2000(2), обр. 153/99К (табл. 30, фиг. 8), ИЛРАН, р. Усть-Палана, Западная Камчатка, кампан–маастрихт.

О п и с а н и е. Раковина субсферической формы, как правило, трехкамерная. Маленький цефалис и торакс образуют цефалоторакс, который частично или полностью погружен в абдомен, с короткой апикальной иглой. Наружная поверхность абдомена покрыта крупными порами, обрамленными широкими поровыми рамками.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 27, фиг. 3) диаметр раковины 230, средний диаметр пор 7,5–10; у формы (табл. 30, фиг. 8) диаметр раковины 293, средний диаметр пор 6–10.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 151/99К (табл. 27, фиг. 3), обр. 153/99К (табл. 30, фиг. 8). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Более десяти видов. Мел. Всесветно.

Dictyomitra densicostata Pessagno

Табл. 28, фиг. 18

Г о л о т и п. – *Dictyomitra densicostata* Pessagno: Pessagno, 1976, с. 51, табл. 14, фиг. 10–14, 16.

О р и г и н а л. № 37/99-6, обр. 95/99 (табл. 28, фиг. 18), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк–сантон.

О п и с а н и е. Раковина многокамерная, коническая, с межкамерными пережимами. Цефалис маленький, полусферический, остальные камеры имеют форму усеченных конусов. Последняя камера к устью слабо заужена. Высота и ширина камер увеличивается постепенно и незначительно. Вся поверхность раковины покрыта продольными мелкими ребрами, которые слегка выступают за пределы последней камеры. На полуокружности раковины их 10–14. Между соседними ребрами имеется один ряд продольных пор. На камере четыре–пять пор в продольном ряду, на апикальной части раковины они реликтовые. Чаще сквозные поры расположены в поперечном ряду, в сужении между камерами, а на камерах находятся реликтовые. Устье открытое, широкое, круглое.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 28, фиг. 18) длина раковины 270, ширина раковины в средней части 95, ширина камеры в приустьевой части 115, ширина устья 53, диаметр пор 3–5.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 95/99 (табл. 28, фиг. 18). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Коньяк–кампан Калифорнии, Тихоокеанской окраины; коньяк–кампан Западной Камчатки.

***Dictyomitra ex gr. formosa* Squinabol**

Табл. 29, фиг. 9

Г о л о т и п. *Dictyomitra formosa*: Squinabol, 1904, с. 232, табл. 10, фиг. 4. Италия. Поздний мел (сенон).

О р и г и н а л. № 111/2000(2), обр. 149/99 К (табл. 29, фиг. 9), ИЛРАН, бассейн р. Палана, Западная Камчатка, кампан–маастрихт.

О п и с а н и е. Раковина многокамерная, коническая, ребристая. Торакс и остальные камеры в продольном срезе имеют трапецевидную форму, незначительно увеличиваясь в высоте и более значительно в ширине. Камеры отделены друг от друга глубоким сужением, с поперечным рядом пор. Цефалис и торакс почти без ребер, а поверхность остальных камер ребристая. Ребра крупные широко расставленные, на полуокружности их насчитывается 13–14. В основании каждой камеры поперечный ряд пор, причем каждая пора расположена между ребер. Кроме того существуют реликтовые поры. Устье широкое, открытое.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 29, фиг. 9) высота раковины 260, ширина раковины в средней части 104, средний диаметр пор 4.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Палана, обр. 149/99К (табл. 29, фиг. 9). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний кампан Сахалина, коньяк–сантон Кавказа, сантон Московской синеклизы, турон–кампан Японии, коньяк – нижний кампан Калифорнии, титон–кампан Тихого океана, коньяк–кампан Западной Камчатки.

***Dictyomitra ex gr. multicosata* Zittel**

Табл. 28, фиг. 3; Табл. 29, фиг. 8

Г о л о т и п. *Dictyomitra multicosata*: Zittel, 1876, с. 81, табл. 11, фиг. 2–4. Северная Германия. Верхний мел.

О р и г и н а л. № 13/99-6, обр. 94/99 (табл. 28, фиг. 3), ИЛРАН, р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк–сантон;

№ 86/2000(2), обр. 149/99К (табл. 29, фиг. 8), ИЛРАН, р. Усть-Палана, Западная Камчатка, кампан–маастрихт.

О п и с а н и е. Раковина многокамерная (7-8 камер), коническая, с межкамерными пережимами. Цефалис маленький полусферический, остальные камеры имеют форму усеченных конусов. Последняя камера немного заужена к устью. Высота и ширина камер увеличивается постепенно и незначительно. Вся поверхность раковины покрыта продольными мелкими ребрами, которые слегка выступают за пределы последней камеры. На полуокружности раковины их 12-13. Между ребрами имеется один ряд продольных пор, на камере их четыре. Но сквозными бывают не все поры; чаще сквозные расположены в поперечном ряду, в сужении между камерами, а на камерах реликтовые. Устье открытое, широкое, круглое.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 28, фиг. 3) длина раковины 257, ширина раковины в приустьевой части 163, ширина устья 78, диаметр пор 5;

у формы (табл. 29, фиг. 8) длина раковины 310, ширина раковины в приустьевой части 145, ширина устья 90, диаметр пор 5.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 94/99 (табл. 28, фиг. 3), обр. 149/99К (табл. 29, фиг. 8). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Альб-маастрихт. Всесветно.

Eucyrtis ex gr. carnegiensis Campbell et Clark

Табл. 28, фиг. 17

Г о л о т и п. – *Eucyrtidium (Eucyrtis) carnegiense*, n. sp. Campbell et Clark, 1944, с. 42, табл. 8, фиг. 36, 37.

О р и г и н а л. № 34/99-6, обр. 95/99, ИЛРАН, бассейн р. Палана, Западная Камчатка, коньяк-сантон.

С р а в н е н и е. Раковина веретеновидной формы, пятикамерная, имеет округлую форму в секциях. Апикальный рог короткий, острый. Цефалис усеченно-конический. Базальная часть меньше диаметра апертуры. Торакс, абдомен, и постабдоминальная камера конические, но камеры, расположенные ниже середины раковины уже приобретают цилиндрическую форму. Последняя раковина “перевернутая”, усеченно коническая. Апертурное поле гладкое и несет множество пор. Боковые контуры камер раковины округло-выпуклые. Камеры не однородны по ширине. Ширина цефалиса, торакса и последующих камер увеличивается, однако в области устья наблюдается заметное сужение. Наружные поры круглые, различающиеся по форме – маленькие на апексе и широкие на апертуре. Обрамление пор гексагональные.

Р а з м е р ы (мк). Высота раковины 294, ширина раковины в средней части 126, ширина раковины в приустьевой части 131, средний диаметр пор 5.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Палана, обр. 95/99 (табл. 28, фиг. 17). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний мел. Всесветно.

Holocryptocanium cf. barbui Dumitrica

Табл. 27, фиг. 1

Г о л о т и п. *Holocryptocanium barbui* Dumitrica: Dumitrica, 1970, с. 76, табл. XVII, фиг. 105-108; табл. XXI, фиг. 136.

О р и г и н а л. № 186/2000(2), обр. 151/99 К, ИЛРАН, бассейн р. Палана, Западная Камчатка, альб-сеноман.

О п и с а н и е. Раковина сферическая, гладкая, мелкопористая, состоящая из трех сегментов: цефалиса, торакса и абдомена. Абдомен широкий, сформированный наружной сферой, верхняя часть

которой немного погружена в цефалоторакс. Абдомен на этом месте немного вогнут. Цефалис сферической формы, глубоко погружен в торакс, обычно в два раза меньше последнего. Вблизи цефалиса, на стенке абдомена расположена сутуральная пора. Торакс субсферический, в 6–8 раз меньше абдомена, соединен с абдоменом очень тонкими иглами. Апертура (устье) торакса имеет три тонких иглы. Цефалис и торакс пронизаны ребрами. Если поры на абдомене с многоугольными обрамлениями и обычно закрыты губчатой тканью с небольшим отверстием в центре, то цефалис и торакс имеют открытые сквозные поры. Нижняя часть абдомена имеет оральную пору. Она находится не под цефалотораксом, а расположена симметрично в стороне, в небольшом углублении.

Р а з м е р ы (мк). Диаметр наружного скелета 230, средний диаметр наружных пор 4–5.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Палана, обр. 151/99 К. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Сеноман Румынии, Атлантического океана, Кубы; альб–турон Корякского нагорья, Камчатки, Сахалина, Калифорнии, Японии, Тихого океана, Большого и Малого Кавказа.

Holocryptocanium (?) sp.

Табл. 27, фиг. 2

О р и г и н а л. № 183/2000(2), обр. 151/99 К, ИЛРАН, бассейн р. Палана, Западная Камчатка, альб–сеноман.

О п и с а н и е. Williriedellidae с трехкамерной раковинной. Цефало-торакс полностью опущен в абдомен. Цефалис с четырьмя базальными порами. Торакс пористый, с тремя спускающимися иглами. Абдомен обычно сферический, с сильно суженной апертурой и шовной порой, закрытой изнутри пористой пластинкой.

Р а з м е р ы (мк). Диаметр наружного скелета 225, средний диаметр наружных пор 2,5–5.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Палана, обр. 151/99 К. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Пять видов из альба–турона. Всесветно.

Orbiculiforma (?) *vacaensis* Pessagno

Табл. 30, фиг. 10

Г о л о т и п. *Orbiculiforma vacaensis*: Pessagno, 1973, с. 74, табл. 17, фиг. 1,2, № 165634, Национальный музей США. Калифорния, отложения Грейт-Велли, местонахождение NSF 440. Нижний коньяк.

О р и г и н а л. № 209/2000(2), обр. 153/99 К, ИЛРАН, бассейн р. Палана, Западная Камчатка, кампан–маастрихт.

О п и с а н и е. Раковина круглой формы, дисковидная, толстая, с центральным понижением. Понижение широкое, глубокое, в центре слегка приподнято. Его диаметр примерно равен одной трети диаметра самой раковины. Периферия раковины вертикальная с многочисленными короткими шипами и неглубоким вырезом на одной стороне. Губчатая ткань состоит из треугольных, четырех- и пятиугольных поровых обрамлений с округлыми и овальными порами.

Р а з м е р ы (мк). Средний диаметр раковины 562, диаметр центрального понижения 175, средний диаметр пор 12.

С р а в н е н и е. От голотипа отличается практически круглой формой раковины.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Палана, обр. 153/99 К. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний турон – сантон Сахалина; коньяк-сантон Корякского нагорья; нижний сантон Русской платформы; коньяк Калифорнии; альб–турон Японии; кампан Польши, кампан–маастрихт Камчатки.

Patulibracchium* sp. aff. *P. vereshagini* Kazintsova*Табл. 29, фиг. 1**

Г о л о т и п. *Patulibracchium vereshagini*: Kazintsova, 1979, с. 98, табл. 1, фиг. 6, № 104/14, из коллекции 421 лаборатории микрофауны ВСЕГЕИ. Западный Сахалин, Холмское шоссе, красноярковская свита, 1 пачка. Поздний кампан.

О р и г и н а л. № 246/2000(2), обр. 145/99 К, ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, кампан-маастрихт.

О п и с а н и е. Раковина обычно состоит из трех простых отростков, без патагия. Первичный отросток по длине меньше двух других, с расширенным вилкообразным концом, имеющим четыре иглы в центре. Второй и третий отростки (в данном случае от всей раковины сохранился лишь один) одинаковы по длине, больше по размерам, расширяющиеся к концам, имеющим булавовидную форму с заострением, от которого отходит по небольшой игле. Поверхность отростка пронизана прямоугольными порами с узлами в вершинах, расположенными линейно в два-три ряда.

Р а з м е р ы (мк). Длина отростка 627, ширина отростка 154, ширина булавовидного утолщения 236, средний диаметр пор 9.

С р а в н е н и е. От голотипа отличается фрагментарно представленной раковинной плохой сохранности.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 145/99 К. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Начало верхнего кампана Сахалина; кампан-маастрихтская ассоциация Западной Камчатки.

Patulibracchium* sp. cf. *P. irregulare* (Squinabol)*Табл. 29, фиг. 10**

Г о л о т и п. *Rhopalastrum irregulare* Squinabol: Squinabol, 1903, с. 122, табл. IX, фиг. 10, Италия, провинция Эуганей, окрестности Теоло. Альб-турон.

О р и г и н а л. № 116/2000(2), обр. 150/99 К, ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, кампан-маастрихт.

О п и с а н и е. Раковина состоит из трех простых неразветвленных отростков (один отросток наполовину отсутствует), без патагия. Первичный отросток по длине меньше двух других, по ширине все равны. Все отростки постепенно расширяются к концам, которые имеют булавовидную форму. Поверхность отростков пронизана округло-многоугольными порами, расположенными линейно в три ряда, причем в вершинах поры обычно имеют утолщения – узлы, что создает впечатление сетчатого строения.

Р а з м е р ы (мк). Длина отростков 250–300, ширина отростков у центральной части раковины 90, ширина булавовидных утолщений на концах отростков 120, средний диаметр пор 10.

С р а в н е н и е. От голотипа вследствие плохой сохранности отличается неясным строением губчатой ткани и отсутствием игл на отростках.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 150/99 К. Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний сеноман Сахалина; альб Украины (Причерноморье); альб-турон Италии; сантон-маастрихт Камчатки.

Phaseliforma laxa* Pessagno*Табл. 29, фиг. 11**

Г о л о т и п. *Phaseliforma laxa*: Pessagno, 1972, с. 276, табл. 23, фиг. 7, № 165578, Национальный музей США. Калифорния, отложения Грейт-Велли, местонахождение NSF 572. Верхний кампан.

О р и г и н а л. № 122/2000(2), обр. 150/99 К (табл. 29, фиг. 11), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, кампан–маастрихт.

О п и с а н и е. Раковина эллипсоидальная, губчатая, широкая, с концентрической структурой внутри. Губчатая ткань грубая, состоящая из мелких круглых или овальных пор с многоугольными толстыми рамками.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 29, фиг. 11) длина раковины 290, ширина раковины 205, средний диаметр пор 5.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 150/99К (табл. 29, фиг. 11). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний сеноман Сахалина, верхний кампан Калифорнии, Тихого океана, кампан Японии, Беринговоморского региона России, кампан–маастрихт Западной Камчатки.

Phaseliforma cf. laxa Pessagno

Табл. 30, фиг. 9

Г о л о т и п. *Phaseliforma laxa*: Pessagno, 1972, с. 276, табл. 23, фиг. 7, № 165578, Национальный музей США. Калифорния, отложения Грейт-Велли, местонахождение NSF 572. Верхний кампан.

О р и г и н а л. № 228/2000(2), обр. 153/99 К (табл. 30, фиг. 9), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, кампан–маастрихт.

О п и с а н и е. Раковина овальная, губчатая, широкая. Наружная оболочка состоит из грубой губчатой ткани, которая покрыта круглыми или овальными порами с многоугольными толстыми рамками.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 30, фиг. 9) длина раковины 500, ширина раковины 372, средний диаметр пор 9.

С р а в н е н и е. От голотипа отличается прямоугольно-овальной формой раковины.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 153/99 К (табл. 30, фиг. 9). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний сеноман Сахалина, верхний кампан Калифорнии, Тихого океана, кампан Японии, кампан–маастрихт Западной Камчатки.

Phaseliforma cf. meganosensis Pessagno

Табл. 30, фиг. 4

Г о л о т и п. *Phaseliforma meganosensis* Pessagno, 1972, с. 277, табл. 22, фиг. 4, № 165566, Национальный музей США. Калифорния, отложения Грейт-Велли, местонахождение NSF 568-B. Верхний кампан.

О р и г и н а л. № 152/2000(2), обр. 154/99 К, ИЛРАН, р. Усть-Палана, Западная Камчатка, кампан–маастрихт.

О п и с а н и е. Раковина эллипсоидально вытянутая, зауженная на одном конце, губчатая, с концентрической внутренней структурой. Губчатая ткань состоит из округлых и овальных пор средних размеров с многоугольными рамками.

Р а з м е р ы (мк). Длина раковины 588, максимальная ширина раковины 466, средний диаметр пор 5-11.

С р а в н е н и е. От голотипа отличается внешней формой раковины в виде неправильного овала.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 154/99 К (табл. 30, фиг. 4). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Начало верхнего альба Сахалина; верхний сантон – нижний кампан Корякского нагорья; верхний кампан Калифорнии, кампан–маастрихт Западной Камчатки.

***Phaseliforma* sp.**

Табл. 29, фиг. 5

О р и г и н а л. № 77/2000(2), обр. 149/99 К, ИЛРАН, р. Усть-Палана, Западная Камчатка, кампан–маастрихт.

О п и с а н и е. От других видов данного рода отличается более округлой формой раковины. Сужение с одного конца раковины, на котором обычно видна угловая периферия или киль, отсутствует. Губчатая ткань с неправильной формы многоугольными отверстиями.

Р а з м е р ы (мк). Длина раковины 220, максимальная ширина раковины 184, средний диаметр пор 4-6.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 149/99 К (табл. 29, фиг. 5). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Около десяти видов из сеномана–маастрихта Сахалина, Камчатки, Корякского нагорья, Японии США (Калифорния).

***Protoxiphotractus* aff. *perplexus* Pessagno**

Табл. 30, фиг. 1

Г о л о т и п. *Protoxiphotractus perplexus* Pessagno, 1973, с. 83-84, табл. 15, фиг. 1-3.

О р и г и н а л. № 194/2000(2), обр. 152/99 К, ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, кампан-маастрихт.

С р а в н е н и е. От голотипа отличается крупными, массивными полярными иглами.

Р а з м е р ы (мк). Высота раковины (без игл) 165, ширина раковины 120, высота игл 85-95, средний диаметр пор 5.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 152/99 К (табл. 30, фиг. 1). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Кампан–маастрихт Калифорнии, Корякского нагорья, Камчатки.

***Pseudodictyomitra* ex gr. *lodogaensis* Pessagno**

Табл. 27, фиг. 5

Г о л о т и п. *Pseudodictyomitra lodogaensis*: Pessagno, 1977, с. 50, табл. VIII, фиг. 4, 21, 28, № 242741, США Национальный Музей, Калифорния, отложения Великой долины, местонахождение NSF 884. Верхний альб.

О р и г и н а л. № 179/2000(2), обр. 151/99К, ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, альб–сеноман.

О п и с а н и е. Раковина многосегментная (до 10–12 камер), коническая. Цефалис и торакс небольшие, без пор и ребер. Цефалис конический, другие отделы трапециевидные. Высота камер увеличивается постепенно, ширина более резко. Каждая последующая камера отделена по окружности от предыдущей двумя ребрами, между которыми расположен ряд эллипсовидных пор. Начиная с абдомена, поверхность всех отделов покрыта небольшими ребрами. Ребра прерывистые, 16–18 на полусфере. На каждой камере вертикальные ребра чередуются с рядами пор. Обычно число пор между двумя вертикальными ребрами равно трем. Апертура широкая, округлая, открытая.

Р а з м е р ы (мк). Высота раковины 248, ширина раковины в средней части 96, ширина раковины в приустьевой части 136, средний диаметр пор 4.

Местонахождение. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 151/99К (табл. 27, фиг. 5). Западная Камчатка.

Распространение. Альб–сеноман Сахалина, Кубы, Калифорнии, Японии. Верхний альб Тихого океана, альб–сеноман Камчатки.

***Rhopalosyringium* sp. cf. *R. ex gr. scissum* O'Dogherty**

Табл. 27, фиг. 8

Голотип. *Rhopalosyringium scissum* O'Dogherty, 1994, обр. 6768, табл. 23, фиг. 13. Центральная Италия, Апеннины, местонахождение № Asv-5-43.

Оригинал. № 185/2000(2), обр. 151/99К, ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, альб–сеноман.

Сравнение. Раковина веретеновидная, округлая в апикальной части. Наружная поверхность раковины покрыта клиновидными ребрами, отходящих от верхушки. На видимой латеральной плоскости помещается до девяти ребер, берущих свое начало на верхушке раковины и протягивающихся до торакса. Цефалис мелкий, полусферический, с отверстиями. Торакс субсферический, бочкообразный. Поры торакса, находящиеся между смежными ребрами на поверхности раковины, имеют вид крупных неправильных удлинённых отверстий, от круглых до эллиптических по форме.

Размеры (мк). Высота раковины 183, высота первой камеры 30, средняя ширина первой камеры 63, максимальная ширина раковины в средней части 150, ширина раковины в приустьевой части 93, средний диаметр пор 4.

Местонахождение. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 151/99К (табл. 27, фиг. 8). Западная Камчатка.

Распространение. Альб–сеноман Италии, Камчатки.

***Spongosaturnalis parvulus* (Campbell et Clark)**

Табл. 30, фиг. 11

Голотип. – *Spongosaturnalis parvulus* Campbell et Clark, 1944, с. 9, табл. 3, фиг. 1, 3, 5.

Оригинал. № 205/2000(2), обр. 153/99 К, ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, кампан–маастрихт.

Описание. Не полностью сохранившаяся раковина Saturnalinae с простым кольцом эллиптической формы и сферической губчатой раковинкой. Форма имела на кольце две (на данном экземпляре одна утрачена) главных полярных иглы, дополнительные отсутствуют. Поры на раковине мелкие, округлой формы.

Размеры (мк). Средний диаметр центральной сферической раковины 116, средний диаметр пор 4, примерная высота раковины с кольцом (включая главные иглы) 200, толщина кольца 24, примерная длина главной иглы 48.

Местонахождение. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 153/99 К (табл. 30, фиг. 11). Западная Камчатка.

Распространение. Сантон–маастрихт. Всесветно.

***Squinabolum* (?) *fossilis* (Squinabol)**

Табл. 27, фиг. 4, 9

Голотип. *Clistosphaera fossilis*: Squinabol, 1903, с. 130, табл. 10, фиг. 11. Италия, окрестности Теоло и Монте Серео. Альб–турон.

О р и г и н а л. № 178/2000(2), обр. 151/99 К (табл. 27, фиг. 4), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, альб–сеноман;

№ 299/2000(2), обр. 164/99 К (табл. 27, фиг. 9), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, альб–сеноман.

О п и с а н и е. Раковина трехкамерная. Цефалис и торакс в совокупности имеют цилиндрическую форму и выдаются над сферическим абдоменом. Цефалис шлемовидный, подразделяется на две части: верхнюю сферическую и нижнюю цилиндрическую. Верхняя часть цефалиса в зоне присоединения небольшой апикальной иглы имеет слегка коническую форму. Торакс приближается к сфере, почти полностью погружен в абдоминальную полость. Абдомен большой, сферический, внешне шиповатый, так как крупные округлые поры расположены в углублениях многоугольных рамок с острыми выступами стенок.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 27, фиг. 4) общая высота раковины 315, высота цефалиса 115, диаметр абдомена 225, средний диаметр пор 5–10;

у формы (табл. 27, фиг. 9) общая высота раковины 255, высота цефалиса 80, диаметр абдомена 225, средний диаметр пор 5–7.

С р а в н е н и е. От форм описанных на Сахалине отличается резким различием в строении и размерами цефалиса. У формы (табл. 27, фиг. 4) цефалис крупный, массивный, сильно выдающийся вперед с резко выраженными перегородками. У формы (табл. 27, фиг. 9) цефалис, наоборот, маленький, пористый, сглаженной поверхностью без перегородок.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 151/99 К (табл. 27, фиг. 4), обр. 164/99 К (табл. 27, фиг. 9). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний сантон Сахалина; верхний альб – сеноман Карпат, Сахалина, Румынии; верхний альб – турон Кавказа, Ирана; валанжин, верхний альб – нижний коньяк Японии, Камчатки.

Squinabollum cf. fossilis (Squinabol)

Табл. 27, фиг. 11

Г о л о т и п. *Clistosphaera fossilis*: Squinabol, 1903, с. 130, табл. 10, фиг. 11. Италия, окрестности Теоло и Монте Серео. Альб–турон.

О р и г и н а л. № 294/2000(2), обр. 164/99 К (табл. 27, фиг. 11), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, альб–сеноман.

О п и с а н и е. Раковина трехкамерная. Цефалис и торакс в совокупности имеют цилиндрическую форму и выдаются над сферическим абдоменом. Цефалис шлемовидный, конический. Торакс приближается к сфере, почти полностью погружен в абдоминальную полость. Абдомен большой, сферический, на внешней поверхности покрыт мелкими иглами. Крупные округлые поры расположены в углублениях многоугольных рамок с острыми выступами стенок.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 27, фиг. 11) общая высота раковины 466, высота цефалиса 158, средний диаметр абдомена 350, средний диаметр пор 8–10.

С р а в н е н и е. От сахалинских экземпляров отличается практическим отсутствием, видимо, вследствие плохой сохранности, поперечных кольцевых перегородок на цефалисе.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 164/99 К (табл. 27, фиг. 11). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний сантон Сахалина; верхний альб – сеноман Карпат, Сахалина, Румынии; верхний альб – турон Кавказа, Ирана; валанжин, верхний альб – нижний коньяк Японии, Камчатки.

Stichocapsa uvatica* Amon*Табл. 28, фиг. 1**

Г о л о т и п. *Stichocapsa uvatica* Amon, 2000, с. 74, табл. 10, фиг. 8–10.

О р и г и н а л. № 18/99-6, обр. 94/99 (табл. 28, фиг. 1), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк–сантон.

О п и с а н и е. Раковина многокамерная, имеющая конусообразную форму, с межкамерными пережимами. Стенка цефалиса утолщенная, с реликтовыми порами. Камеры разграничены внутренними межкамерными перегородками. Поры расположены поперечными рядами. Наружные иглы отсутствуют. Устье раковины замыкается мешкообразно.

Р а з м е р ы (мк). Высота раковины 225, ширина раковины в приустьевой части 180, средний диаметр пор 5–7,5.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 94/99 (табл. 28, фиг. 1). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний мел России.

Stichomitra* cf. *communis* Squinabol*Табл. 27, фиг. 7**

Г о л о т и п. *Stichomitra communis*: Squinabol, 1903, с. 141, табл. 8, фиг. 40. Италия, окрестности Теоло. Альб–турон.

О р и г и н а л. № 175/2000(2), обр. 151/99 К (табл. 27, фиг. 7), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, альб–сеноман.

О п и с а н и е. Раковина многосегментная, удлиненная, конической формы. Цефалис маленький, полусферический. Высота камер увеличивается незначительно, а ширина значительно резче. Вся поверхность покрыта мелкими округлыми порами, расположенными поперечными рядами по пять–шесть на верхних камерах и по семь–восемь на нижних. Устье обычно широкое, открытое, округлое.

Р а з м е р ы (мк). Высота раковины 252, ширина раковины в приустьевой части 152, средний диаметр пор 4–10.

С р а в н е н и е. От голотипа отличается резко выделяющейся конусовидной формой, при практически не выявленных межкамерных пережимах.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 151/99 К (табл. 27, фиг. 7). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний сеноман – верхний кампан Сахалина; альб–сеноман Корякского нагорья; апт–турон Италии, Кавказа, Калифорнии, Беринговоморского и Охотоморского регионов России, Тихого океана.

Stichomitra* sp. cf. *S. communis* Squinabol*Табл. 27, фиг. 13**

Г о л о т и п. *Stichomitra communis*: Squinabol, 1903, с. 141, табл. 8, фиг. 40. Италия, окрестности Теоло. Альб–турон.

О р и г и н а л. № 286/2000(2), обр. 164/99 К (табл. 27, фиг. 13), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, альб–сеноман.

О п и с а н и е. Раковина многосегментная, удлиненная, коническо-цилиндрической формы, с видимыми межкамерными углублениями. Цефалис маленький, полусферический. Торакс скорее колоколообразной формы, остальные камеры кольцеобразные. Высота камер увеличивается незначительно, а ширина значительно резче. Вся поверхность покрыта мелкими округлыми порами, рас-

положенными поперечными рядами по пять-шесть на верхних камерах и по семь-восемь на нижних. Устье широкое, открытое, округлое.

Р а з м е р ы (мк). Высота раковины 176, ширина раковины в средней части 106, ширина раковины в приустьевой части 140, ширина устья 53, средний диаметр пор 3–5.

С р а в н е н и е. От других форм раковина отличается наличием глубоких межкамерных пережимов и относительно небольшой высотой раковины.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 164/99 К (табл. 27, фиг. 13). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний сеноман – верхний кампан Сахалина; альб–сеноман Корякского нагорья; апт–турон Италии, Кавказа, Калифорнии, Беринговоморского и Охотоморского регионов России, Тихого океана.

Stichomitra livermorensis (Campbell et Clark)

Табл. 29, фиг. 2; Табл. 30, фиг. 6

Г о л о т и п. *Artocapsa livermorensis*: Campbell et Clark, 1944, с. 45, табл. 8, фиг. 10, 19, 21, 27. Калифорния, формация Морено, округ Тесла. Кампан.

О р и г и н а л. № 236/2000(2), обр. 145/99 К (табл. 29, фиг. 2), ИЛРАН, р. Усть-Палана, Западная Камчатка, кампан–маастрихт;

№ 156/2000(2), обр. 154/99 К (табл. 30, фиг. 6), ИЛРАН, р. Усть-Палана, Западная Камчатка, кампан–маастрихт.

О п и с а н и е. Раковина многосегментная, удлиненная, веретеновидная. Поверхность раковины гладкая, без пережимов, или с незначительными пережимами (табл. 29, фиг. 2; табл. 30, фиг. 6). Цефалис маленький, полусферический. Торакс и последующие камеры трапециевидной формы, все вместе они образуют конус, и только последняя камера имеет форму перевернутого конуса с коротким трубчатым удлинением. Вся поверхность раковины пронизана округлыми порами, находящимися в шестиугольных обрамлениях с поперечными рядами, расположенными в шахматном порядке. На каждой камере два-три ряда пор, которые обычно крупнее на центральных камерах. Устье узкое, с трубчатым удлинением.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 29, фиг. 2) высота раковины 240, ширина раковины в средней части 83, средний диаметр пор 3–8;

у формы (табл. 30, фиг. 6) высота раковины 236, ширина раковины в средней части 83, высота цефалиса 16, средний диаметр пор 3–6.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 145/99 К (табл. 29, фиг. 2), обр. 154/99 К (табл. 30, фиг. 6). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Кампан–маастрихт Калифорнии, южной Атлантики; коньяк–сантон Тихого океана; кампан Сахалина; кампан–маастрихт Кавказа, Корякского нагорья; валанжин, кампан–маастрихт Японии; коньяк–кампанская и кампан–маастрихтская ассоциация Западной Камчатки.

Stichomitra ex gr. livermorensis (Campbell et Clark)

Табл. 29, фиг. 15

Г о л о т и п. *Artocapsa livermorensis*: Campbell et Clark, 1944, с. 45, табл. 8, фиг. 10, 19, 21, 27. Калифорния, формация Морено, округ Тесла. Кампан.

О р и г и н а л. № 118/2000(2), обр. 150/99 К (табл. 29, фиг. 15), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, кампан–маастрихт.

О п и с а н и е. Раковина многосегментная, удлиненная, веретеновидная. Поверхность раковины гладкая, без пережимов. Цефалис маленький, полусферический. Торакс и последующие камеры тра-

печиевидной формы, все вместе они образуют конус, и только последняя камера имеет форму перевернутого конуса с коротким трубчатым удлинением. Вся поверхность раковины пронизана округлыми порами, находящимися в шестиугольных обрамлениях с поперечными рядами, расположенными в шахматном порядке. На каждой камере два-три ряда пор, которые обычно крупнее на центральных камерах. Устье узкое, с трубчатым удлинением.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 29, фиг. 15) длина раковины 276, ширина раковины в средней части 116, средний диаметр пор 4–6.

С р а в н е н и е. От других форм отличается практически полным отсутствием межкамерных выступов и более удлиненной формой.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 150/99 К (табл. 29, фиг. 15). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Кампан–маастрихт Калифорнии, южной Атлантики; коньяк–сантон Тихого океана; кампан Сахалина; кампан–маастрихт Кавказа, Корякского нагорья; валанжин, кампан–маастрихт Японии; кампан-маастрихтская ассоциация Западной Камчатки.

***Stichomitra manifesta* Foreman.**

Табл. 28, фиг. 2; Табл. 29, фиг. 14

Г о л о т и п. *Stichomitra manifesta*: Foreman, 1978, с. 748, табл. 5, фиг. 4, №243119, Национальный музей США. Атлантический океан, ст.369А. Маастрихт.

О р и г и н а л. № 16/99-6, обр. 94/99 (табл. 28, фиг. 2), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк–сантон;

№ 123/2000(2), обр. 150/99 К (табл. 29, фиг. 14), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, кампан–маастрихт.

О п и с а н и е. Раковина многосегментная, широкая. В верхней части слегка коническая, затем цилиндрическая. Цефалис почти сферический. Торакс крупный, полусферический. Ширина и высота последующих камер почти одинакова, лишь у последней камеры нижняя часть слегка сужается к широкому открытому (табл. 28, фиг. 2; табл. 29, фиг. 14) или трубчатому устью. Поверхность раковины гладкая, с незначительными межкамерными пережимами, вся пронизана крупными порами средней величины, с многоугольными обрамлениями. Поры расположены поперечными рядами.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 28, фиг. 2) длина раковины 240, ширина раковины в приустьевой части 170, средний диаметр пор 5;

у формы (табл. 29, фиг. 14) длина раковины 290, ширина раковины в приустьевой части 185, ширина устья 105, средний диаметр пор 5.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 94/99 (табл. 28, фиг. 2), обр. 150/99 К (табл. 29, фиг. 14). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Кампан–маастрихт Калифорнии, Японии, Сахалина; коньяк-раннекампанская и кампан-маастрихтская ассоциация Западной Камчатки.

***Stichomitra ex gr. manifesta* Foreman**

Табл. 28, фиг. 15, 16; Табл. 29, фиг. 7

Г о л о т и п. *Stichomitra manifesta*: Foreman, 1978, с. 748, табл. 5, фиг. 4, № 243119, Национальный музей США. Атлантический океан, ст.369А. Маастрихт.

О р и г и н а л. № 42/99-6, № 59/99-6, обр. 95/99 (табл. 28, фиг. 15, 16), ИЛРАН, р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк–сантон;

№ 83/2000(2), обр. 149/99 К (табл. 29, фиг. 7), ИЛРАН, р. Усть-Палана, Западная Камчатка, кампан–маастрихт.

О п и с а н и е. Раковина многосегментная, широкая. В верхней части слегка коническая, затем цилиндрическая. Цефалис почти сферический. Торакс крупный, полусферический, по высоте больше чем другие камеры. Ширина и высота последующих камер почти одинакова, лишь у последней камеры нижняя часть слегка сужается к широкому открытому устью. Поверхность раковины гладкая, с незначительными межкамерными пережимами, вся пронизана крупными порами средней величины, с многоугольными обрамлениями. Поры расположены поперечными рядами.

Р а з м е р ы (мк). У формы длина (табл. 28, фиг. 15) раковины 265, ширина раковины в приустьевой части 150, высота цефалиса 20, средний диаметр пор 5;

у формы (табл. 28, фиг. 16) длина раковины 275, ширина раковины приустьевой части 145, высота цефалиса 15, средний диаметр пор 5;

у формы (табл. 29, фиг. 7) длина раковины 200, ширина раковины средней части 126, высота цефалиса 13, средний диаметр пор 3.

С р а в н е н и е. Все формы имеют одну характерную особенность: начиная от цефалиса, наблюдается несимметричное расположение относительно друг друга всех последующих камер, вследствие чего раковины имеют неправильные формы.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 95/99 (табл. 28, фиг. 15, 16), обр. 149/99 К (табл. 29, фиг. 7). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний кампан Западного Сахалина; кампан Восточного Сахалина; верхний турон – кампан Японии; мастрихт Корякского нагорья, Атлантики; коньяк–кампан и кампан–мастрихт Западной Камчатки.

Theocampe altamontensis (Campbell et Clark)

Табл. 30, фиг. 3

Г о л о т и п. – *Theocampe altamontensis*: Campbell & Clark, 1944, с. 33, табл. 7, фиг. 24, 26. Калифорния, формация Морено, округ Тесла. Кампан.

О р и г и н а л. № 201/2000(2), обр. 152/99 К (табл. 30, фиг. 3), № 214/2000(2), обр. 153/99К (табл. 30, фиг. 13), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, кампан–мастрихт.

О п и с а н и е. Раковина трехкамерная, небольшая, узкая. Цефалис маленький, полусферический. Абдомен цилиндрический, очень вытянутый. Внешне цефалис плавно переходит в торакс, а между тораксом и абдоменом слегка заметен пережим. Кроме того, в центральной части абдомен чуть расширен. На цефалисе и тораксе имеются вертикальные складки – морщины, а поверхность абдомена пронизана восемью-девятью поперечными рядами пор. Поры круглые, широко расставленные друг от друга в ряду. Устье открытое, небольшое.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 30, фиг. 3) высота раковины 196, ширина раковины в приустьевой части 86, средний диаметр пор 3;

у формы (табл. 30, фиг. 13) высота раковины 206, ширина раковины в средней части 100, ширина устья 43, средний диаметр пор 3.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 152/99 К (табл. 30, фиг. 3), обр. 153/99 К (табл. 30, фиг. 13). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Кампан–мастрихт Беринговоморского и Охотоморского региона России, Калифорнии; коньяк–кампан Тихого океана.

Theocampe cf. cylindrica Smirnova et Aliev

Табл. 27, фиг. 6

Г о л о т и п. *Theocampe cylindrica*: Smirnova et Aliev, 1969, с. 68, табл. 1, фиг. 6, ба, № 4/66, микрофаунистическая коллекция ГУЦР (Москва). Среднее Поволжье. Альб.

О р и г и н а л. № 177/2000(2), обр. 151/99 К (табл. 27, фиг. 6), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, альб–сеноман.

О п и с а н и е. Раковина трехкамерная, цилиндрическая, широкая. Цефалис полусферический, маленький. Торакс крупный колоколообразный. Абдомен цилиндрический, слегка суживающийся к устью. По высоте он почти равен тораксу. Поверхность всей раковины пронизана крупными круглыми порами с толстыми многоугольными рамками. Внешне цефалис резко отшнурован от торакса, а между тораксом и абдоменом располагается слегка заметный пережим. Устье открытое, круглое, небольшое.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 27, фиг. 6) высота раковины 320, ширина раковины 160–190, высота цефалиса 25, средний диаметр пор 5–7,5.

С р а в н е н и е. От экземпляров из Русской платформы отличается строением и формой абдомена.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 151/99 К (табл. 27, фиг. 6). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Начало верхнего альба Сахалина; верхний альб Русской платформы; альб-сеноманская ассоциация Западной Камчатки.

Theocampe (?) simplex Smirnova et Aliev

Табл. 27, фиг. 12

Г о л о т и п. *Theocampe simplex* Smirnova et Aliev, 1969, с. 69, т. 2, фиг. 1, 1а. Голотип 2/66, ГУЦР (Москва). Владимирская обл. Альб.

О р и г и н а л. № 290/2000(2), обр. 164/99 К (табл. 27, фиг. 12), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, альб–сеноман.

С р а в н е н и е. От оригинала раковина отличается нехарактерной формой абдомена, выраженной в его небольшой высоте, относительно торакса, и присутствием со стороны устья резко выделяющегося межкамерного выступа, вследствие чего абдомен приобретает конусовидную форму. При этом торакс имеет округлую форму.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 27, фиг. 12) высота раковины 316, средняя ширина раковины 205–261, средний диаметр пор 5–8.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 164/99 К (табл. 27, фиг. 12). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Альб–сеноман. Всесветно.

Theocapsomma ex gr. amphora (Campbell et Clark)

Табл. 29, фиг. 3

Г о л о т и п. *Theocapsa (Theocapsomma) amphora*: Campbell et Clark, 1944, с. 35, табл. 7, фиг. 30, 31.

О р и г и н а л. № 238/2000(2), обр. 145/99К (табл. 29, фиг. 3), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, кампан–маастрихт.

С р а в н е н и е. От других форм раковина отличается практически не выраженным цефалисом, крупным сильно вздутым тораксом, небольшим абдоменом.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 29, фиг. 3) высота раковины 200, ширина раковины в приустьевой части 123, средний диаметр пор 3–5.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 145/99К (табл. 29, фиг. 3). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний мел. Всесветно.

Theocapsomma* sp.*Табл. 28, фиг. 5**

О р и г и н а л. № 15/99-6, обр. 94/99 (табл. 28, фиг. 5), ИЛРАН, бассейн р. Усть-Палана, Западная Камчатка, коньяк–сантон.

О п и с а н и е. Раковина трехсегментная. Небольшой цефалис частично погружен в торакс. Торакс субконический широкий. Абдомен удлинённый, субцилиндрический в начальной части и сферический в конечной части. Торакс и абдомен покрыты мелкими порами, обрамленными рамками. Поры расположены рядами по ширине всей раковины.

Р а з м е р ы (мк). У формы (табл. 28, фиг. 5) высота раковины 148, ширина раковины 86–113, средний диаметр пор 3.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Бассейн р. Усть-Палана, обр. 94/99 (табл. 28, фиг. 5). Западная Камчатка.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Кампан–маастрихт Калифорнии, Беринговоморского и Охотоморского региона России, Тихого океана, Атлантического и Индийского океанов.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ И ВОЗРАСТЕ МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ МЫСА ХАЙРЮЗОВА (ЗАПАДНАЯ КАМЧАТКА)

*Т.Н. Палечек¹, Е.Ю. Барaboшкин², А.В. Соловьев¹,
Д.А. Лопатина¹, А.В. Ландер³*

ВВЕДЕНИЕ

В пределах Западной Камчатки широко развиты отложения кайнозойского возраста, среди которых известны разрозненные выходы мезозойских образований. Изучение мезозойских комплексов особенно важно в свете реконструкции докайнозойской истории северо-восточной окраины Евразии. В 2000 г. было проведено полевое изучение участка, расположенного на западном побережье Камчатки в районе мыса Хайрюзова (рис. 1). Эти работы включали картирование ключевых участков, изучение взаимоотношений структурных комплексов, сборы фауны и флоры. В результате исследований получены новые биостратиграфические данные, уточнена схема строения района, даны описания нижеальбского комплекса моллюсков, берриас-валанжинской и верхнемеловой ассоциаций радиолярий, нижне- и среднеэоценовых двустворок, комплексов спор и пыльцы позднеолигоценового и раннемиоценового возраста.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ КОМПЛЕКСОВ МЫСА ХАЙРЮЗОВА

Согласно материалам геологического картирования и тематических исследований [Сингаевский, 1965; Отчет ..., 1991], в районе мыса Хайрюзова выделяются (снизу вверх): терригенная толща (аргиллиты, алевролиты) нижне-среднего альба, несогласно перекрывающаяся вулканогенной толщей (базальты, андезибазальты, туфы основного и среднего составов, туффиты, лавобрекчии, лахаровые брекчии, конгломераты) предположительно палеоэоценового возраста. Вулканогенная толща с несогласием (?) перекрыта терригенными отложениями (песчаники, алевролиты, угли) снатольской свиты с фауной эоцена. Миоценовые образования представлены алевролитами и аргиллитами вивентекской и кулувенской свит, которые прорваны плиоценовыми силлами псевдолейцитовых банакитов (см. рис. 1).

Детальные исследования показали, что на побережье к юго-востоку от мыса Хайрюзова прослеживается зона тектонического шва (см. рис. 1, рис. 2). В береговых разрезах эта зона выражена выходами характерных зеленых, зеленовато-серых глин с блоками ультраосновных и

¹ Геологический институт РАН, Москва

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

³ Международный институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Москва

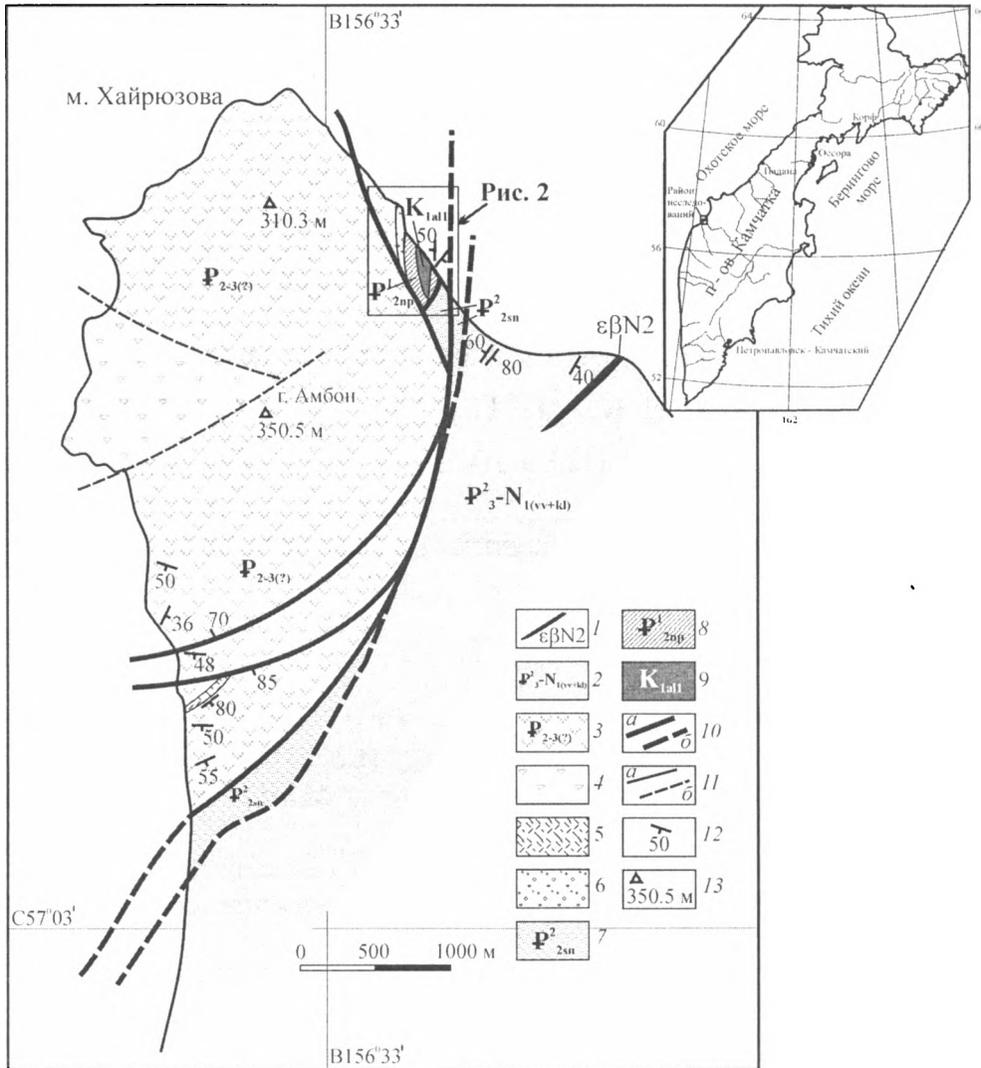


Рис. 1. Схема геологического строения района мыса Хайрюзова (Западная Камчатка) (с использованием материалов [Сингаевский, 1965; Отчет..., 1991])

1 – силл псевдолейцитовых банакитов (плиоцен); 2 – вивинтекская и кулувенская свиты (верхний олигоцен – нижний миоцен) – алевролиты, аргиллиты; 3–б – вулканогенный комплекс (предположительно средний эоцен – олигоцен (?)): 3 – базальты, андезибазальты, туфы, лавобрекчии, 4 – лахаровые брекчии, 5 – туфы, 6 – конгломераты; 7 – снатольская свита (средний эоцен) – песчаники, алевролиты; 8 – напанская свита (нижний эоцен) – песчаники, алевролиты; 9 – песчаники, алевролиты, аргиллиты (нижний мел, нижний альб); 10 – главные разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 11 – второстепенные разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 12 – элементы залегания; 13 – вершины и их абсолютные отметки

основных пород, часто серпентинизированных. Зеленые и зеленовато-серые глины имеют тектоническое происхождение и, по-видимому, образовались в результате тектонической переработки ультраосновных и основных пород. Блоки представлены пикродолеритами и долерито-ба-

зальтами, позднемелового (предположительно пост-маастрихтского–до-раннепалеоценового) возраста [Леднева и др., данный сборник]. Блоки, вероятно, структурно связаны с выходами наиболее древних терригенных отложений и были выведены на поверхность в результате тек-

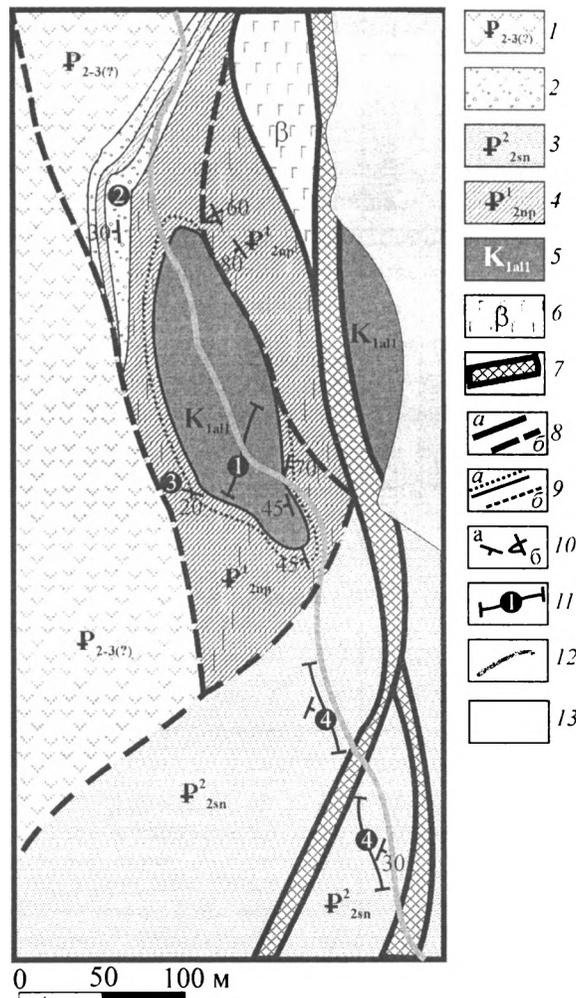


Рис. 2. Детальная схема геологического строения участка к юго-востоку от мыса Хайрюзова (Западная Камчатка)

1, 2 – вулканогенный комплекс (предположительно средний эоцен – олигоцен (?)): 1 – базальты, андезитобазальты, туфы, лавобрекчии, 2 – конгломераты; 3 – снатольская свита (средний эоцен): песчаники, алевролиты, угли; 4 – напанская свита (нижний эоцен): песчаники, алевролиты, угли; 5 – песчаники, алевролиты, аргиллиты (нижний мел, нижний альб); 6 – пикро-долериты и долерито-базальты (верхний мел); 7 – зона тектонического: зеленые и зеленовато-серые глины с блоками серпентизированных пород ультраосновного и основного состава; 8 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 9 – границы: а – несогласные, налегание нижнеэоценовых песчаников на меловые, б – предполагаемые; 10 – элементы залегания: а – нормальное, б – опрокинутое; 11 – участки сборов фаунистических остатков (цифры в кружках: 1 – нижнеальбская фауна, 2 – гальки из конгломератов с радиоляриями, 3 – фауна из напанской свиты, 4 – фауна и флора из снатольской свиты); 12 – береговая линия при полной воде; 13 – морские четвертичные отложения

тонических движений в середине миоцена [Соловьев, данный сборник].

В результате проведенных работ в районе мыса Хайрюзова нами выделены следующие стратиграфические единицы (снизу вверх, рис. 3): 1) – нижнеальбская алевропелитовая

“черная” толща, которая условно может быть отнесена к омгонской серии; 2) терригенная “серая” толща, породы которой, по результатам изучения двустворок, мы относим к отложениям нижнеэоценовой напанской и среднеэоценовой снатольской свит; 3) вулканогенная толща, пред-

Система		Отдел	Индекс	Литологическая колонка	№ пробы	Мощность, в м	Характеристика пород, фауна и флора
НЕОГЕНОВАЯ		Верхний олигоцен - нижний миоцен			0085, 0089, 0091, 0092, 00103	~50	<p>Плиоценовые силлы основного состава.</p> <p>Кулуденская свита. Алевролиты, аргиллиты, СПК-II. Доминанты: Polypodiaceae gen. indet., <i>Pinus</i> sp., <i>Tsuga</i> sp., <i>Taxodium</i> sp., <i>Thuja</i> sp., <i>Alnus</i> sp. Субдоминанты: <i>Osmunda</i> sp., <i>Sciadopitys</i> sp., <i>Glyptostrobus</i> sp., <i>Picea</i> sp., <i>Betula</i> sp. Сопутствующие: <i>Carpinus</i> sp., <i>Jugulns</i> sp., <i>Carya</i> sp., <i>Fagus</i> sp., <i>Quercus</i> sp., <i>Ulmus</i> sp., <i>Acer</i> sp., <i>Ilex</i> sp.</p> <p>Вивентекская свита. Алевролиты, аргиллиты, СПК-I. Доминанты: Polypodiaceae gen. indet., <i>Pinus</i> sp., <i>Tsuga</i> sp., <i>Alnus</i> sp. Субдоминанты: <i>Osmunda</i> sp., <i>Sphagnum</i> sp., <i>Picea</i> sp., <i>Taxodium</i> sp., <i>Betula</i> sp. Сопутствующие: <i>Botrychium</i> sp., <i>Abies</i> sp., <i>Cedrus</i> sp., <i>Corylus</i> sp.</p>
ПАЛЕОГЕНОВАЯ		Средний эоцен (?) - олигоцен (?)			0030, 0032, 0036, 0076, 0079	~150-200	<p>Вулканогенная толща. Базальты, андезибазальты и их туфы, лавобрекчии и туфобрекчии, лахаровые брекчии, конгломераты. Гальки в конгломератах представлены базальтами, туфами, песчаниками, диоритами, кремнями.</p> <p>Из кремнистых галек конгломератов выделены радиолярии: <i>Sethocapsa</i> aff. <i>cometa</i> (Pantanelli), <i>Sethocapsa</i> ex gr. <i>zinkenii</i> (Rust), <i>Stichocapsa</i> aff. <i>convexa</i> Jao, <i>Tricolocapsa campana</i> Kiessling, <i>Siphocanium</i> ? cf. <i>davidi</i> Scaaf, <i>Syringocapsa</i> cf. <i>spinosa</i> (Squinabol), <i>Parvicingula</i> ex gr. <i>khbakovi</i> (Zhamoida), <i>Parvicingula</i> cf. <i>rotunda</i> Hull, <i>Parvicingula</i> cf. <i>rothwelli</i> Pessagno, <i>Xitus</i> cf. <i>spicularis</i> (Aliev), <i>Xitus</i> cf. <i>plenus</i> Pessagno, <i>Windalia</i> (?) sp. G, <i>Windalia</i> (?) sp. F, <i>Pseudodictyomitra</i> cf. <i>depressa</i> Baumgartner, <i>Archaeodictyomitra apiara</i> (Rust), <i>Archaeodictyomitra vulgaris</i> Pessagno, <i>Archaeodictyomitra rigida</i> Pessagno, <i>Thanarla</i> cf. <i>conica</i> Aliev, <i>Tritabs</i> sp., <i>Pantanelium</i> cf. <i>corriganensis</i> Pessagno, <i>Praeconocarvomma</i> ? sp., <i>Bagotum</i> sp., <i>Orbiculiforma</i> sp., <i>Hsuum</i> cf. <i>tamanense</i> Yang, <i>Mirifusus</i> sp. берриас-валанжинского возраста (серия обр. 0043/3) <i>Dictyomitra andersoni</i> Campbell et Clark, <i>Stichomitra</i> sp., <i>Amphipyndax</i> sp. позднего мела (обр. 0042)</p>
		Средний эоцен	P_2^{sn}		0040 - 0043	~300	
		Нижний эоцен	P_1^{np}		X-49 X-52	30-40	<p>Снатольская свита. Светло-серые песчаники, туфопесчаники и зеленовато-серые алевролиты с прослоями углей, обломками древесины и двустворками: <i>Corbicula kamtschatica</i> L. Krish., <i>Ostrea tigliana</i> Slod., <i>Amylinus yokoyamai</i> Slod., ядра <i>M. littoralis</i> Slod., <i>Macrocallista snatolensis</i> L. Krish., <i>Pitar xenophontii</i> L. Krish., <i>Tivela snatolana</i> Slod.</p>
МЕЛОВАЯ		Нижний альб	$K_1 a_1$		X-1 - X-30	~30	<p>Напапская свита. Светло-серые средне- мелкозернистые песчаники и светло-зеленые алевролиты, содержащие двустворки: <i>Margaritifera</i> sp., <i>Bellamyia</i> (<i>Sinotoia</i>) <i>urugensis</i> (Yok.)</p>
					X-1 - X-30	50	<p>Алевролиты, аргиллиты с герцигеро-карбонатными линзами и конкрециями, содержащими аммонитов: <i>Grantziceras glabrum</i>, G. sp. indet. и G. sp. juv.; аргихов, двустворок <i>Arctica</i> sp. indet., <i>Liostraea</i>? sp. indet., <i>Nuculanid</i>? sp., <i>Myoconcha</i>? sp. indet., <i>Protocardia</i> sp., <i>Pleuromya</i> cf. <i>sikami</i> McLearn, <i>Oxytoma</i> sp., гастропод <i>Eucyclus</i>? sp. juv., а также остатками червей <i>Ditirpa corni</i> Imlay, встречающимися совместно с крупным растительным детритом</p>

Рис. 3. Тектоно-стратиграфическая колонка для района мыса Хайрюзова (Западная Камчатка) (с использованием материалов [Сингаевский, 1965])

положительно среднеэоценового-олигоценового возраста; 4) терригенные отложения вивентекской и кулувенской свит позднеолигоценового и раннемиоценового возраста.

Самая древняя **алевропелитовая “черная” толща**, обнажающаяся в 1,5 км к северо-востоку от вершины горы Амбон в береговом разрезе (см. рис. 1, 2), представлена переслаивающимися алевролитами и аргиллитами, среди которых описаны терригенно-карбонатные линзы и конкреции. Встречаются линзы кристаллокластических микро- и мелкозернистых туфов. Слои терригенной толщи падают на запад. Видимая мощность толщи не превышает 50 м. В песчаных конкрециях собран нижнеальбский комплекс моллюсков, представленных многочисленными аммонитами *Grantziceras glabrum* (Whiteaves), *G. sp. indet.* и *G. sp. juv.*; аптихами *Synptychus ? hairyusovi* Baraboshkin, sp. nov.; двустворками *Arctica sp. indet.*; *Liostrea ? sp. indet.*, *Nuculana ? sp.*, *Myoconcha ? sp. indet.*, *Protocardia sp.*, *Pleuromya cf. sikanni* McLearn, *Oxytoma sp.* и гастроподами *Eucyclus ? sp. juv.*, а также остатками червей *Ditrupa cornu* Imlay, встречающимися совместно с крупным растительным детритом (см. рис. 2, участок 1; фототабл. 1).

Grantziceras glabrum – форма, характеризующая нижнеальбскую зону *Grantziceras affine* арктической Канады, Аляски, Северо-Востока России, зону *Frebaldiceras singulare* Шпицбергена (см. палеонтологические описания). Это бореальные аммониты, и находки на мысе Хайрюзова являются наиболее южными в ареале этого вида. Массовость, хорошая сохранность, наличие различных возрастных групп и присутствие нераспавшихся аптихов не оставляют сомнения в том, что мы имеем дело с захоронением вблизи биотопа этих аммонитов, глубины обитания составляли не менее 250–300 м [Westermann, 1990, 1996], поэтому не исключена некоторая аллохтонность остального бентосного комплекса, не говоря уже о растительном детрите.

Алевропелитовая “черная” толща с несогласием перекрывается **терригенными отложениями (“серая” толща)**, сложенными светло-серыми песчаниками, туфопесчаниками и зеленовато-серыми алевролитами. В береговом разрезе вблизи контакта алевропелитовой и терригенной

толщи среди отложений последней отмечены два прослоя угля (мощность 0,3 и 0,1 м). В песчаниках терригенной толщи обнаружены моллюски и обломки древесины. По результатам изучения макрофауны терригенные отложения, внешне похожие по своему облику, были подразделены на две толщи и отнесены к напанской свите раннеэоценового возраста (см. рис. 2, участок 3; рис. 3) и снатольской свите среднего эоцена (см. рис. 2, участок 4; рис. 3). Первая представлена светло-серыми средне-мелкозернистыми песчаниками и светло-зелеными алевролитами, видимой мощностью около 30 метров, и содержит макрофауну *Margaritifera sp.*, пресноводные гастроподы *Bellamya (Sinotoia) uruyensis* (Yok.), (по заключению В.Н. Синельниковой, ГИН РАН), ранее описанные в напанской свите Тигильского района Западной Камчатки, в камчикской свите к северу от мыса Геткиллин, и свидетельствующие о раннеэоценовом возрасте вмещающих отложений.

Во второй толще, сложенной светло-серыми вулканомиктовыми песчаниками с прослоями алевропелитов, по заключению В.Н. Синельниковой (ГИН РАН), комплекс морских двустворок состоит из многочисленных обломков раковин *Corbicula kamtschatica* L.Krisht., *Ostrea tigiliana* Slod., *Mytilus yokoyamai* Slod., ядер *Mytilus littoralis* Slod., *Macrocallista snatolensis* L.Krisht., *Pitar xenophontii* L.Krisht., *Tivela snatolana* Slod. Все перечисленные формы характерны для снатольской свиты Тигильского района Западной Камчатки среднеэоценового возраста. Мощность этой толщи оценивается в 30–40 м. Контакт нижней (напанская свита) и среднеэоценовых (снатольская свита) отложений в изученном районе предположительно тектонический (см. рис. 2). Сложность разделения данных свит определяется близостью их состава.

Отложения напанской свиты несогласно перекрываются образованиями **вулканогенной толщи**. В зоне контакта на песчаники и алевролиты налегают конгломераты (мощность 8 м). Цемент конгломератов, в нижних частях карбонатно-пелитовый, вверх по разрезу становится туфогенным. Выше конгломераты перекрываются алевролитами, переслаивающимися с тонкозернистыми песчаниками (мощность 5 м), а на

этой пачке вновь залегают конгломераты. Конгломераты содержат гальки не только подстилающих отложений. Гальки представлены также базальтами, туфами, песчаниками, диоритами, кремнями, известняками. Из конгломератов в основании вулканогенной толщи отобраны также гальки кремнистых пород, из которых выделены радиолярии удовлетворительной сохранности. В большинстве галек встречены раннемеловые радиолярии, предварительно определенные как валанжин-готеривские [Палечек и др., 2001]. После доизучения радиолярий под сканирующим электронным микроскопом, здесь были определены: *Sethocapsa* aff. *cometa* (Pantanelli), *S.* ex gr. *zinckenii* (Rust), *Stichocapsa* aff. *convexa* Yao, *Tricolocapsa campana* Kiessling, *Siphocanium* ? cf. *davidi* Scaaf, *Syringocapsa* cf. *spinosa* (Squinabol), *Parvicingula* ex gr. *khabakovi* (Zhamoida), *P.* cf. *rotunda* Hull, *P.* cf. *rothwelli* Pessagno, *Xitus* cf. *spicularis* (Aliev), *X.* cf. *plenus* Pessagno, *Windalia* (?) sp. G, *Windalia* (?) sp. F, *Pseudodictyomitra* cf. *depressa* Baumgartner, *Archaeodictyomitra apiara* (Rust), *A. vulgaris* Pessagno, *A. rigida* Pessagno, *Thanarla* cf. *conica* Aliev, *Tritrabs* sp., *Pantanellium* cf. *corriganensis* Pessagno, *Praeconocaryomma* ? sp., *Bagotum* sp., *Orbiculiforma* sp., *Hsuum* cf. *mclaughlini* Pessagno et Blome, *H.* cf. *tamanense* Yang, *Mirifusus* sp. (серия обр. 0043/3) (фототабл. 2–5), свидетельствующие о берриас-валанжинском возрасте некоторых галек. Из пробы (обр. 0042) выделены позднемеловые радиолярии: *Dictyomitra andersoni* Campbell et Clark, *Stichomitra* sp., *Amphipyndax* sp.

Отметим, что пород, аналогичных по составу кремнистым галькам, в коренных выходах на мысе Хайрюзова не известно. Однако их присутствие позволяет говорить о том, что кремнистые отложения берриас-валанжинского возраста, по видимому, присутствовали среди нижнемеловых образований рассматриваемого региона и были выведены в область эрозии в эоцене.

Выше по разрезу конгломераты перекрываются базальтами, андезибазальтами и их туфами, лавобрекчиями, туфоконгломератами и туфобрекчиями, лахаровыми брекчиями. Пустоты и трещины в вулканитах часто заполнены халцедоном. Возраст вулканогенной толщи дискуссионный: на геологической карте масштаба 1:200 000 она от-

несена к миоценовой гакхинской свите [Сингаевский, 1965], однако имеются указания и на ее раннепалеоценовый возраст [Отчет..., 1991]. Наши данные показывают, что вулканогенная толща несогласно перекрывает отложения напанской свиты. Таким образом, возраст вулканогенной толщи может быть среднеэоцен-олигоценным. Вероятно, нижняя часть вулканогенной толщи является фациальным аналогом снатольской свиты среднего эоцена. С другой стороны, отложения вулканогенной толщи могут быть сопоставлены со среднеэоценовой кинкильской свитой [Гладенков и др., 1997], широко распространенной на Западной Камчатке к северу от изученного района.

Терригенные отложения вивентекской и кулувенской свит представлены светло-серыми алевролитами и аргиллитами, в различной степени литифицированными и ожелезненными до ржаво-коричневого цвета, содержащими карбонатные конкреции. Мощность слоев в среднем 7–10 сантиметров, размер конкреций округлой формы – 15–40 см. В отдельных случаях встречаются крупные овальные конкреции размером 70×35 см (обр. 0095, 0096). Общая протяженность выходов вдоль берега около 300 м. Толща смята в складки и нарушена разрывными нарушениями (рис. 4). В недеформированных участках разреза были отобраны образцы для микропалеонтологического анализа. Радиолярии не были обнаружены, однако удалось выделить споры и пыльцу.

Из ранее нерасчлененной толщи переслаивающихся аргиллитов и алевролитов вивентекской и кулувенской свит выделено два спорно-пыльцевых комплекса (СПК). В СПК-I преобладает пыльца голосеменных (42,8–47,2%, здесь и далее в скобках приведено % содержание таксонов), несколько меньше пыльцы покрытосеменных (30–32,5%) и спор (20,3–26%). Доминантами среди голосеменных являются роды сем. Pinaceae (31,5–39,5%) – *Pinus* sp. (11–17%) и *Tsuga* sp. (8,9–13%), установлены характерные для олигоцена *Tsuga parva* Brutm. и *T. torulosa* Zakl. Формы *Abies* sp., *Cedrus* sp. и *Picea* sp. единичны. Сем. Taxodiaceae (2–6%) занимает в спектрах подчиненное положение, доминирует *Taxodium* sp., спорадически встречаются *Sciadopitys* sp. и *Glyptostrobus*

ВЮВ

ЗСЗ

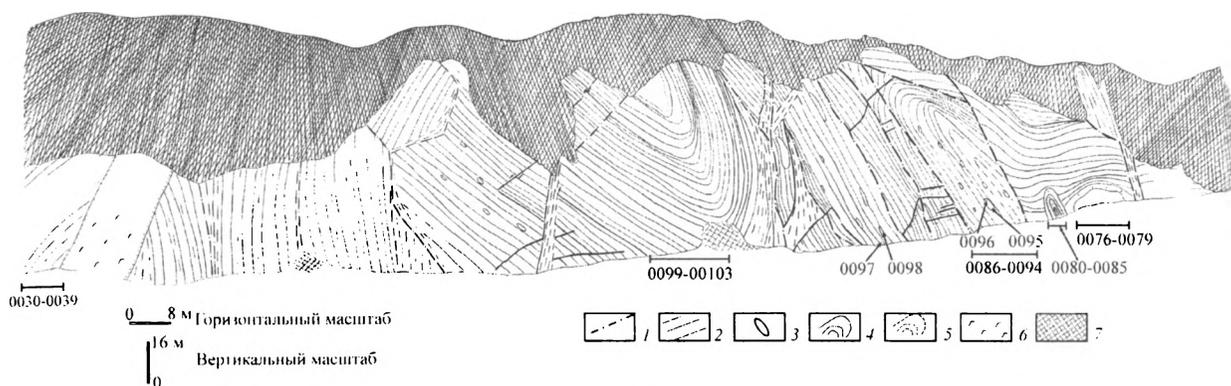


Рис. 4. Разрез вивентекской и кулувенской свит в районе мыса Хайрюзова (Западная Камчатка)

1 – разломы; 2 – зоны дробления; 3 – конкреции; 4 – терригенные отложения вивентекской и кулувенской свит; 5 – раздробленные и рассланцованные слои; 6 – силл псевдолейцитовых банакитов; 7 – задренованные участки

sp. Состав покрытосеменных крайне беден, преобладают березовые – *Alnus* sp. (15,7–17,5%), *Betula* sp. (3,5–5,4%), *Corylus* sp. (1,5–3,9%); пыльца широколиственных растений (*Juglans* sp., *Fagus* sp., *Quercus* sp.) единична. Среди спор наиболее многочисленны представители сем. Polypodiaceae gen. indet. бобовидной формы с гладкой экзиной и однолучевой щелью (7,4–17,5%), *Osmunda* sp. (2,6–10,3%), меньше содержание *Botrychium* sp., *Sphagnum* sp. и *Lycopodium* sp. Олигоценный возраст СПК-I устанавливается на основании его сопоставления с комплексами других регионов Дальнего Востока: из гакхинской, утхолокской и вивентекской свит Точилинского разреза [Атлас..., 1984] и разрезов по р. Хейсли и Майнач [Брутман и др., 1985; Брутман, Архипова, 1987] Западной Камчатки; ильхатунской свиты о. Карагинский [Братцева, Гитерман, 1985; Брутман, Архипова, 1987; Лопатина, 1997]; алугинской свиты п-ова Ильпинский [Опорный разрез..., 1994]; СПК палинозоны *Podocarpus totara* – *Tsuga parva*, выделенной в отложениях гастелловской, холмской и нижней части невеличской свиты Макаровского разреза и мачигарской и низов тумской свиты разреза п-ова Шмидта Сахалина [Опорный разрез палеоген-неогеновых..., 1992; Экосистемы кайнозоя ..., 1999; Гладенков и др., 2002].

В СПК-II, как и в рассмотренном выше комплексе, преобладают голосеменные (46,3–52%), среди которых ведущее положение занимает сем. Pinaceae (20,2–36,1%): *Pinus* sp. (6,9–14,7%), *Tsuga* sp. (3–14,2%) (в том числе *Tsuga macroserrata* (Wolff.) Anan., *T. aculeata* Anan., *T. sieboldianiformis* Anan., *T. canadensis* (L.) Carr.), *Picea* sp. (2–5%), единично *Abies* sp. и *Cedrus* sp. По сравнению с СПК-I здесь увеличивается содержание таксодиевых (11,7–19,7%): *Taxodium* sp. (2,5–16,2%), *Sciadopitys* sp. (1,5–5,9%), *Glyptostrobus* sp. (1,4–3,9%), *Sequoia* sp. (0,5–1%). Значительный процент в комплексе составляет *Thuja* sp. (1,5–9,3%). Среди покрытосеменных преобладают мелколиственные березовые – *Alnus* sp. (10,2–16,7%) и *Betula* sp. (3–7,1%), но в отличие от СПК-I здесь разнообразно представлена пыльца широколиственных – *Carpinus* sp., *Juglans sieboldianiformis* Vojc., *Juglans* sp., *Carya* sp., *Pterocarya* sp., *Fagus grandifoliiformis* Pan., *F. japoniciformis* Anan., *Fagus* sp., *Quercus* sp., *Castanea* sp., *Ulmus* sp., *Acer* sp., *Fraxinus* sp., *Ilex* sp., хотя содержание каждого из родов не превышает 1,5%. По систематическому составу и количественному содержанию отдельных таксонов в комплексе СПК-II обнаруживает сходство с рядом комплексов Камчатки и Сахалина, датируемых первой половиной раннего миоцена: из от-

ложений кулувенской и нижней части ильинской свит Точилинского разреза [Атлас..., 1984] и разрезов по р. Хейсли и Майнач Западной Камчатки [Брутман, Архипова, 1987], комплексом нижней подзоны *Tsuga sauræ*, *T. macroserrata*, *Juglans*, *Alnus* палинозоны *Ceratopteris*, *Tsuga sauræ*, *Trapa comitantiborealis*, выделенной в отложениях верхней части невелинской и чеховской свит Макаровского разреза и верхов тумской и нижней части пильской свит разреза п-ова Шмидта Сахалина [Опорный разрез палеоген-неогеновых..., 1992; Экосистемы кайнозоя..., 1999; Гладенков и др., 2002]. Таким образом, на основании качественного и количественного состава выделенных комплексов, их корреляции с комплексами Дальнего Востока, СПК-I следует датировать олигоценом, СПК-II – началом раннего миоцена.

ОБСУЖДЕНИЕ

Биостратиграфические данные

Благодаря проведенным исследованиям в районе мыса Хайрюзова сделаны интересные палеонтологические находки и получены новые биостратиграфические данные. Установлены следующие стратиграфические интервалы отложений по комплексам фауны и флоры: берриас-валанжин (радиолярии), нижний альб (макрофауна), верхний мел (радиолярии), нижний-средний эоцен (двустворки), олигоцен и нижний миоцен (споры и пыльца).

Альбская макрофауна известна из терригенных отложений омгонской серии мыса Омгон [Геология СССР, 1964] и тальнической свиты (устное сообщение Р. Новакова (Лесновская партия)). Нижнемеловой комплекс радиолярий с мыса Хайрюзова был описан в 1987 г. В.С. Вишневской в образцах из гальки кремней (обр. Л-66/к) и яшм (обр. 66), отобранных в конгломератах основания базальт-андезитового комплекса района Усть-Хайрюзово (сборы А.А. Ельянова и Г.Б. Цукерника 1986 г.). С помощью химического препарирования была выделена ассоциация радиолярий: *Sphaerostylus ex gr. lanceola* Parona, *Pantanellum cf. berriasianum* Baumgartner,

Parvicingula ananassa (Rust), *P. α hsui* Pessagno, *P. ex gr. cosmoconica* (Foreman), *Mirifusus ex gr. mediodilatatus* (Rust), указывающая на раннемеловой (берриас-валанжинский) возраст. Берриас-валанжинская ассоциация радиолярий с *Eucyrtidium khabakovi* – *Siphocampe rostrata* – *Pantanellium* была установлена Л.И. Казинцовой и В.М. Лобовым [1987] в шлифах из кремнистых пород, слагающих выход на побережье бухты Квачина, в 10 км южнее мыса Промежуточный. Находки раннемеловых радиолярий описаны также на мысе Омгон [Богданов и др., 1991; Вишневская и др., 1998; Богданов и др., 2003] и в Паланском разрезе [Курилов, Богданов, 2001]. Многочисленные находки позднемеловых радиолярий известны в Паланском разрезе Западной Камчатки [Палечек и др., 2003]. Палеогеновая макро- и микрофауна Западной Камчатки изучена коллективом сотрудников ГИН РАН и описана в работе [Гладенков и др., 1997].

Из нерасчлененных ранее отложений вивентекской и кулувенской свит выделены два комплекса микрофитофоссилий: СПК-I датируется олигоценом, СПК-II – ранним миоценом. Переход от одного комплекса к другому отмечен увеличением содержания пыльцы таксодиевых и разнообразных широколиственных покрытосеменных. Подобная смена состава комплексов отмечена Н.Я. Брутман для разреза п-ова Шмидта и Макаровского разреза Сахалина. Комплекс олигоценовой палинозоны *Podocarpus totara* – *Tsuga parva*, для которого характерно господство пыльцы сосновых и бедный состав покрытосеменных, при преобладании мелколиственных березовых сменяется вверх по разрезу комплексом нижней подзоны *Tsuga sauræ*, *T. macroserrata*, *Juglans*, *Alnus* (первая половина раннего миоцена) палинозоны *Ceratopteris*, *Tsuga sauræ*, *Trapa comitantiborealis*, с преобладанием пыльцы голосеменных и разнообразным составом широколиственных [Опорный разрез палеоген-неогеновых..., 1992; Экосистемы кайнозоя..., 1999; Гладенков и др., 2002]. Выделенные палинозоны прослежены Н.Я. Брутман в разрезах по р. Хейсли и Майнач Западной Камчатки: *Podocarpus totara* – *Tsuga parva* в отложениях амагинской, гакхинской, утхолокской и вивентекской свит; подзона *Tsuga sauræ*, *T. macroserrata*, *Juglans*, *Alnus* – в

кулувенской и нижней части ильинской (Брутман и др., 1985; Брутман, Архипова, 1987). Близкие по составу комплексы выделены Г.М. Братцевой из отложений указанных свит Точилинского разреза Западной Камчатки [Атлас... 1984]. Аналогичные изменения в составе комплексов отмечены А.Ф. Фрадкиной (1995) для региональных палинокомплексов позднего олигоцена (ПК X) и раннего миоцена (ПК XI), характеризующих соответственно отложения онкучакского горизонта и нижеильдикиляхского подгоризонта Северо-Востока России. Увеличение содержания пыльцы таксодиевых в комплексе и появление разнообразных родов широколиственных указывает на начавшееся в раннем миоцене потепление климата. СПК начала раннего миоцена являются переходными между холодноумеренными комплексами позднего олигоцена с господством сосновых и мелколиственных березовых и комплексами с разнообразным составом пыльцы термофильных широколиственных, характеризующими климатический оптимум второй половины раннего – начала среднего миоцена.

Меловые терригенные отложения на Западной Камчатке обнажаются вдоль восточного побережья Охотского моря на мысе Хайрюзова (нижний альб) и в хребте Омгон (альб–кампан) (Богданов и др., 2003). С ними в районе мыса Хайрюзова структурно связаны блоки пород ультраосновного и основного состава. Вероятно, что структурная позиция этих блоков аналогична позиции тектонических блоков в терригенном комплексе хребта Омгон [Соловьев и др., 2001] и в районе горы Морошечная [Леднева, 2002; Соловьев, данный сборник]. Тектонические блоки в хребте Омгон представлены кремнисто-вулканогенными образованиями, сформированными в конце юры и раннем мелу в океанической или окраинно-морской обстановке. Породы терригенного комплекса накапливались в окраинно-континентальной обстановке. В хребте Омгон тектонически совмещены разновозрастные комплексы, образовавшиеся в разных геодинамических обстановках. Это позволяет рассматривать комплексы хребта Омгон как фрагмент палеоаккреционной призмы [Богданов и др., 2003]. Вероятно, что структура этой палеоаккреционной призмы протягивается с севера (хребет Омгон) на юг

(мыс Хайрюзова), так как в районе мыса Хайрюзова наблюдаются нижеальбские терригенные отложения, с которыми структурно связаны чужеродные блоки ультраосновного и основного состава [Леднева, 2002; Леднева и др., данный сборник].

Таким образом, на Западной Камчатке описаны терригенные отложения альб–кампанского возраста, содержащие тектонические блоки разного состава. Тектоническое совмещение терригенных отложений и блоков, по-видимому, произошло в маастрихте, по аналогии с комплексами хребта Омгон [Соловьев, данный сборник]. Интенсивные деформации предшествовали накоплению напанской свиты, а после ее формирования, образуются отложения снатольской свиты и формируются вулканиты, связанные, вероятно, с эволюцией Кинкильского пояса [Гладенков и др., 1997]. В середине миоцена происходит еще один этап деформаций, наиболее ярко отраженный в комплексах мыса Хайрюзова и районе горы Морошечной [Соловьев, данный сборник].

ВЫВОДЫ

В разрезе мезо-кайнозойских отложений мыса Хайрюзова (Западная Камчатка) выделена алевропелитовая толща раннеальбского возраста, несогласно перекрытая терригенной толщей раннего эоцена (напанская свита), на которой, в свою очередь, лежит вулканогенная толща предположительно среднеэоцен-олигоценного возраста. Отложения среднеэоценовой снатольской свиты, по-видимому, являются фациальным аналогом нижних частей вулканогенной толщи. Конгломераты в низах вулканогенных образований содержат гальки кремнистых пород берриас-валанжинского и позднемелового возрастов.

Изучены нижеальбские аммониты, берриас-валанжинские и позднемеловые радиолярии; ниже- и среднеэоценовые двустворки, комплексы спор и пыльцы позднеолигоценного и раннемиоценного возраста. Описан новый вид аптихов.

Авторы признательны Г.В. Ледневой, В.Е. Вержбицкому и А.Е. Голдыреву за помощь в проведении полевых работ. Авторы благодарят

В.Н. Синельникову за определения макрофауны, В.С. Вишневу за предоставление дополнительного материала и обсуждения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №02-05-64967, №03-05-64425, 05-05-69066), программы государственной поддержки ведущих научных школ (НШ-1980.

2003.5), Фонда содействия отечественной науке, Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 7, ФЦП “Мировой океан” Минпромнауки РФ, Американского фонда гражданских исследований и развития для независимых государств бывшего Советского Союза (CRDF #RG1-2568-MO-03).

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ОПИСАНИЯ

Коллекция макрофауны хранится в Музее Землеведения МГУ (МЗ МГУ), № 105.

Отряд *Ammonoidea* Zittel, 1884

Подотряд *Ammonitina* Hyatt, 1889

Надсемейство *Desmocerataceae* Zittel, 1895

Семейство *Desmoceratidae* Zittel, 1895

Подсемейство *Desmoceratinae* Zittel, 1895

Род *Grantziceras* Imlay, 1961

Grantziceras glabrum (Whiteaves, 1889)

табл. 1, фиг. 1а, б, 2а, б, 3а, б

Placenticeras glabrum: Whiteaves, 1889, p. 172, pl. 24, fig. 1

Desmoceras affine var. *glabrum*: Whiteaves, 1893 (1892), p. 115, pl. 9

Beudanticeras glabrum: Warren, 1947, p. 121, pl. 30, fig. 1–4; Imlay, 1960, p. 105, pl. 16, fig. 19 (non fig. 14–18, 20, 21); Jeletzky, 1964, p. 76, pl. XXIV, figs. 5, 6

Grantziceras glabrum: Jones, 1967, p. 33, pl. 6, fig. 1–3, 7–9; text-fig. 16; Алабушев, Алабушева, 1988, с. 8, табл. 1, фиг. 3

Beudanticeras sp. nov. (?): Авдейко, 1968, с. 121, табл. IX, фиг. 3; табл. XI, фиг. 1, 5

Grantziceras cf. *glabrum*: Nagy, 1970, p. 33, text-fig. 7a

Grycia whittingtoni: Ершова, 1983, табл. XLVI, фиг. 1, 2

Г о л о т и п. Геологическая служба Канады, экз. GSC 5028; Канада, провинция Британская Колумбия; нижний альб: Whiteaves, 1889, pl. 24, figs. 1a, b

М а т е р и а л. 25 экземпляров хорошей и удовлетворительной сохранности с деформированными жилыми камерами.

О п и с а н и е. Раковина средних размеров (Д до 60–70 мм), инволютная, с сильно объемлющими (до 80%) оборотами высокоовального сечения. Пупок узкий, пупковая стенка крутая, выхолаживающаяся с возрастом. Боковые стороны слабо выпуклые до уплощенных. Поверхность раковины гладкая с неотчетливой струйчатостью, со слабыми, почти незаметными, пережимами (до 3–4 на оборо-

те). На ранних оборотах ($D=17-20$) иногда видны слаборельефные простые или двураздельные ребра. Вдоль пупкового перегиба перед пережимами наблюдаются небольшие пупковые бугорки.

С р а в н е н и е. От близкого по форме и скульптуре раковины *G. affine* (Whit.) данный вид отличается слабо выраженными редкими пережимами и слабо рассеченной лопастной линией на взрослой стадии развития [Алабушев, Алабушева, 1988].

З а м е ч а н и я. Незначительность различий между видами *Grantziceras glabrum* и *G. affine*, а также их совместное нахождение в разрезах Аляски и Канады позволили Д. Джонсу [Jones, 1967, с.33] высказать предположение о половом или экологическом диморфизме в пределах одного вида. Некоторые вариации инволютности и сечения оборотов видны и на нашем материале, однако отсутствие хорошо развитых пережимов, характерных для *Grantziceras affine*, не позволяет подтвердить это предположение.

Grantziceras cf. glabrum, изображенный в работе Е.С. Ершовой [1983, табл. XLVI, фиг. 3] имеет отчетливо выраженные пережимы и, по-видимому, должен относиться к виду *affine*. Изображенная в той же работе, *Grycia whittingtoni* [Ершова, 1983, табл. XLVI, фиг. 1, 2], наоборот, неотличима от *Grantziceras glabrum* и не имеет характерной для гриций вентральной ребристости.

Grantziceras cf. glabrum в работе [Nagy, 1970] мы относим к данному виду условно, поскольку его изображение отсутствует и определение сделано лишь на основе сравнения лопастной линии.

Экземпляры *Beudanticeras* sp. nov. (?) [Авдейко, 1968, с. 121, табл. IX, фиг. 3; табл. XI, фиг. 1, 5] по морфологии и характеру струйчатости неотличимы от канадских *G. glabrum*.

Таблица 1

Размеры аммонитов

№	Д, максимальный диаметр	Ду, диаметр пупка	Джк, диаметр раковины в напаче жилой камеры	В, высота оборота	в, внутренняя высота оборота	Ш, ширина оборота	Вс, высота пупковой стенки	Шс, ширина пупковой стенки	У, угол пупковой стенки
27/105	16	3,5	16	8	6	6	1	2,2	65
29/105			17,5			6,5			
30/105	18	4,2	18	9,2	6,8	6,3	2	2,4	60
31/105	8,8	2		4,5	4	4			
32/105	9,7	2	9,7	4,5		3,8			
33/105	17,5	3,3		9	6,5	6,2	1,5	2,5	60
18/105	15,5	4		8	6	5,6	1,5	2	65
16/105	17,5	3,5	12,5				1,3	1,5	85
19/105	16		13,5						
8/105	12,8	1,6	8	6					
2/105	35,2	6,5	23	18		11,7	3,6	4	60
5/105	16,6	4	13	8,5					
1/105	42,8	8,5	32	22,5	15,4	12	2,7	3,8	50
10/105	25	6,3	17	13,7	14,5	8	2	2	65
20/105	20	4	15	6,2	5	5,5			
11/105	15,5	3	14	8		6,5			
3/105	41	8,6	10,5	20,5	18		2,3	4	50
7/105	18	4	12	9,5					
12/105	13,7	2,6	12	7,2					
6/105	18,3	3	12	9					

Размеры приведены в мм, углы в градусах.

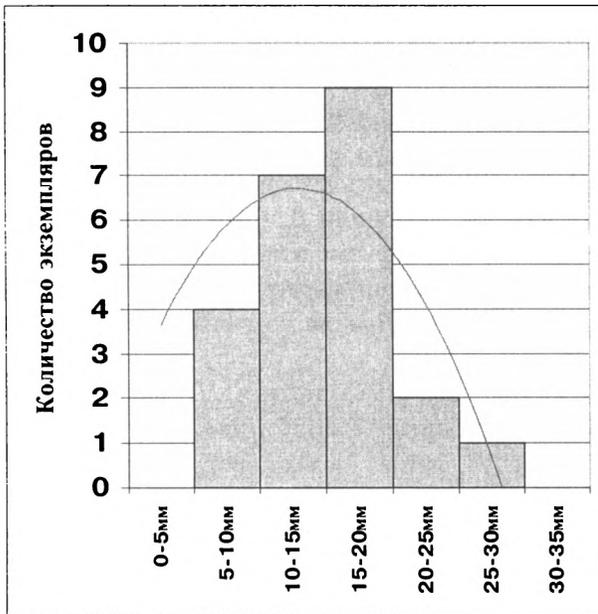


Рис. 5. Размерно-частотное распределение раковин *Grantziceras glabrum* [Whiteaves, 1889] района мыса Хайрюзова (Западная Камчатка)

По вертикальной оси – количество экземпляров, по горизонтальной – размерные группы по диаметру фрагмонта

Массовость, нормальное частотно-размерное распределение (рис. 5) и однородность видового состава, указывают на захоронение аммонитов вблизи их биотопа. Отсутствие крупных экземпляров (для данного вида это формы с $D > 100$ мм) свидетельствуют об относительной глубоководности комплекса. Все это позволяет предполагать пространственную разобщенность ареалов *G. glabrum* и *G. affine*, по крайней мере, на ранних стадиях развития.

Grantziceras glabrum – форма, характеризующая зону *Grantziceras affine* арктической Канады [Whiteaves, 1889, 1893; Warren, 1947; Jeletzky, 1964], Аляски [Imlay, 1960; Jones, 1967], Северо-Востока России [Алабушев, Алабушева, 1988] и зону *Freboldiceras singulare* Шпицбергена [Nagy, 1970]. Этот уровень отвечает зоне *Leumeriella tardefurcata* средиземноморской стандартной шкалы [Барабоскин, 2001]. Считается, что *G. glabrum* является типичным представителем северотихоокеанской палеобиогеографической области [Алабушев, Алабушева, 1988; Алабушев, 1989; Alabushev, Wiedmann, 1994]. В действительности, это типично бореальные аммониты [Барабоскин, 2001] и находки на мысе Хайрюзова уникальны тем, что на данный момент являются наиболее южными в ареале этого вида на западе Пацифики. Максимальные глубины обитания *Grantziceras*, как и других представителей *Desmoceratidae*, составляли 250–300 м [Westermann, 1990, 1996], а, возможно, и больше [Барабоскин, Энсон, 2003].

Стратиграфическое распространение. Нижний альб, зона *Freboldiceras singulare* бореального зонального стандарта [Барабоскин, 2001, 2003].

Географическое распространение. Аляска, Канада, Камчатка и Шпицберген.

Аptychi

Synptychus ? hairyusovi Baraboshkin, sp. nov.

Название – по местонахождению на мысе Хайрюзова.

Голотип. МЗ МГУ, № 4/105; мыс Хайрюзова, Западная Камчатка; нижний альб, зона *Freboldiceras singulare*.

Материал. 1 экземпляр удовлетворительной сохранности, слабо деформированный и слегка растворенный.

О п и с а н и е. Аптих представляет собой нижнюю челюсть (терминология – по [Arkell, 1957; Tanabe, 1983]), образованную двумя симметричными створками, состоящими из тонкого кальцитового слоя темно-коричневого (до черного) цвета, утолщенного вблизи рострума. Они покрыты вблизи внутреннего края редкими слабо заметными концентрическими линиями роста и тонкой струйчатостью, наиболее рельефной у внешнего края (фототабл. 1, фиг. 4б). Кальцитовый слой левой створки сильно растворен, поверхность имеет черный цвет (фототабл. 1, фиг. 4а, левая половина). Оба элемента соединялись друг с другом вдоль невысокого гребня органической связкой [Lehmann, 1972]. Внутренний край образует тупой угол, плавно переходящий в боковой край, внешний край имеет вид широкой дуги.

Несмотря на смещение элементов друг относительно друга, можно видеть, что их поперечное сечение в прижизненном состоянии имело U-образную форму.

Таблица 2

Размеры аптиха

НН – высота капюшона	DW – ширина крыла	MW – максимальная длина крыла	α – угол рострума
32,6	13	Совпадает с НН	160

Размеры приведены в мм, углы в градусах.

С р а в н е н и е и з а м е ч а н и я. Прямых аналогов новому виду в литературе найти не удалось. По своей морфологии он наиболее близок к роду *Synptychus*, к которому условно и отнесен, хотя и отличается выпуклостью (а не вогнутостью) внутреннего края.

Внешне данные аптихи несколько напоминают других представителей *Synptychus*, не выделенных в искусственные таксоны, – нижние челюсти *Rhaeboceras halli* [Meek, Hayden, 1856], описанные В. Кеннеди и др. [Kennedy et al., 2002] из кампана США. Морфологически близки, но не идентичны, аптихи других поздне меловых анцилоцератин [Tanabe, Landman, 2002]. От аптихов десмоцератаций или гоплитаций [Tanabe, 1983; Tanabe, Landman, 2002] данный вид отличается, прежде всего, длинной связкой и большой высотой капюшона, совпадающей с максимальной длиной крыла. В то же время, в раннеальбских комплексах севера Северо-Востока России гетероморфные аммониты неизвестны [Алабушев, Алабушева, 1988; Алабушев, 1989; Alabushev, Wiedmann, 1994], а комплекс аммонитов из местонахождения мыса Хайрюзова – моноспецифичный. Морфологически близкий аптих был найден автором в ниже-(?) или среднеальбских отложениях Подмосковья, откуда гетероморфные аммониты также неизвестны, но присутствуют бореальные формы аммонитов.

Таким образом, существующие данные не позволяют достоверно предположить, какой группе аммонитов принадлежит новый вид, но наибольшая вероятность его отнесения к десмоцератидам.

Стратиграфическое распространение. Нижний альб, зона *Freboldiceras singulare*.

Географическое распространение. Западная Камчатка.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.П. Нижнемеловые отложения севера Тихоокеанского кольца. М.: Наука, 1968. 137 с.
- Алабушев А.И. Географическая дифференциация тихоокеанских аммоноидей в альбском веке // Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Вып. 722. 1989. С.158-162.
- Алабушев А.И., Алабушева А.В. Аммоноидеи альба и нижнего сеномана Северо-Востока СССР. Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. 41 с.
- Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока. Точилинский опорный разрез западной Камчатки. М.: Наука, 1984. 334 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 385).
- Барабашкин Е.Ю. Нижний мел Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления

- (стратиграфия, палеогеография, бореально-тетическая корреляция). Автореф. дисс. доктора геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2001. 50 с.
- Барбошкин Е.Ю.* Раннемеловые проливы Русской плиты // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т.78. Вып.4. С.35-48.
- Барбошкин Е.Ю., Энсон К.В.* Палеобатиметрия валанжинско-аптского бассейна Горного Крыма по индексам прочности раковин аммонитов // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2003. №4. С.8-17.
- Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е., Вишневская В.С., Извеков И.Н.* Средне-верхнеюрские и нижнемеловые комплексы радиолярий Омгонского хребта (Западная Камчатка) // Докл. РАН. 1991. Т.321. №2. С.344-348.
- Богданов Н.А., Соловьев А.В., Леднева Г.В., Палечек Т.Н., Ландер А.В., Гарвер Дж.И., Вержбицкий В.Е., Курилов Д.В.* Строение меловой аккреционной призмы хребта Омгон (Западная Камчатка) // Геотектоника. 2003. №4. С.64-76.
- Братцева Г.М., Гитерман Р.Е.* Палинологическая характеристика палеогеновых отложений о-ва Карагинского (Восточная Камчатка) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т.60. Вып.6. С.95-99.
- Брутман Н.Я., Архипова А.Д.* Палиностратиграфические рубежи как основа корреляции кайнозойских отложений Северной Пацифики // Палинология Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С.71-82.
- Брутман Н.Я., Архипова А.Д., Выпова И.Ю.* Палинологическая и диатомовая характеристика палеоген-неогеновых отложений разреза р. Хейсли (Западная Камчатка) // Стратиграфия кайнозоя Дальнего Востока СССР. 1985. С.46-53. Тр. ВНИГРИ.
- Вишневская В.С., Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е.* Бореальные радиолярии средней юры – раннего мела Охотоморского побережья Камчатки // Тихоокеанская геология. 1998. Т.17. №3. С.22-35.
- Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Часть I. М.: Недра, 1964. 734 с.
- Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И.* и др. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС, 1997. 367 с.
- Гладенков Ю.Б., Баженова О.К., Гречин В.И., Маргулис Л.С., Сальников Б.А.* Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность. М.: ГЕОС, 2002. 225с.
- Ершова Е.С.* Объяснительная записка к биостратиграфической схеме юрских и нижнемеловых отложений архипелага Шпицберген. Л.: ПГО Севморгеология, 1983. 88 с.
- Казинцова Л.И., Лобов Л.М.* О находке берриас-валанджинских радиолярий в вулканогенно-кремнистых отложениях Западной Камчатки // Тезисы докл. VIII Всесоюз. семинара “Радиолярии и биостратиграфия”. Свердловск: УрО АН СССР, 1987. С.38-39.
- Курилов Д.В., Богданов Н.А.* Первая находка юрских радиолярий в районе р. Усть-Палана на Западной Камчатке // Докл. РАН. 2001. Т.379. № 3. С. 417-422.
- Леднева Г.В.* Петрология и геохимия верхнемелозойских интрузивных пород Западной Камчатки (район горы Моршечной) // Современные вопросы геологии. Сборник научных трудов. М.: Научный мир, 2002. С.45-51.
- Лопатина Д.А.* Климат и растительные сообщества олигоцена о. Карагинского (Восточная Камчатка) по данным спорово-пыльцевого анализа // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т.72. Вып.1. С.23-29.
- Опорный разрез морского палеогена севера Дальнего Востока (п-ов Ильпинский). Ч.1. Стратиграфия. Магадан: СВК НИИ ДВО РАН, 1994. 64 с.
- Опорный разрез палеоген-неогеновых отложений Юго-Восточного Сахалина (Макаровский разрез). СПб.: ВНИГРИ, 1992. 358 с.
- Отчет ГНПП “Аэрогеология”. Ф.Д. Левин – ред. М.: Аэрогеология, 1991. С.86-88.
- Палечек Т.Н., Барбошкин Е.Ю., Соловьев А.В.* Новые данные о нижнемеловых отложениях Западной Камчатки (мыс Хайрюзова) // Современные вопросы геотектоники. М.: Научный мир, 2001. С.159-161.
- Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Шапиро М.Н.* Строение и возраст осадочно-вулканогенных мелозойских отложений паланского разреза (западная Камчатка) // Стратиграфия. Геологи-

- ческая корреляция. 2003. Т.11. №3. С.57-74.
- Сингаевский Г.П.* Геологическая карта СССР. Западно-Камчатская серия. Лист О-57-XXV. Л.: ВСЕГЕИ, 1965.
- Соловьев А.В., Ландер А.В., Палечек Т.Н., Леднева Г.В., Вержбицкий В.Е., Курилов Д.В., Гарвер Дж.И.* Строение и возраст комплексов хребта Омгон (Западная Камчатка) // Современные вопросы геотектоники. Сборник научных трудов. М.: Научный мир, 2001. С.35-40.
- Фрадкина А.Ф.* Палиностратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России. Труды ОИГГМ СО РАН. Вып. 806. 1995. 82 с.
- Экосистемы кайнозоя Охотоморского региона. Опорный разрез палеогена и неогена Северного Сахалина (п-ов Шмидта): стратиграфия, палеогеография и геологические события. М.: ГЕОС, 1999. 132 с.
- Alabushev A., Wiedmann J.* Paleogeographic significance of the distribution of Albian (Cretaceous) ammonite faunas in the Pacific coast of North-East Russia // Neues Jahrb. fuer Geol. Palaeontol., Mh., Stuttgart, 1994. Hf.4. P.193-204.
- Arkell W.J.* Aptychi. Treatise on Invertebrate Paleontology, Paleontology L, Mollusca 4. // Geol. Soc. of America and University of Kansas. R.C. Moore – ed. New York: Press, 1957. P.437-441.
- Imlay R.W.* Early Cretaceous (Albian) Ammonites from the Chitina Valley and Talkeetna Mountains, Alaska // United States Geological Survey Professional Papers 354-D. 1960. P.87-114.
- Jones D.L.* Cretaceous Ammonites From the Lower Part of The Matanusca Formation, Southern Alaska // United States Geological Survey, Professional Paper 547, United States Printing Office. Washington, 1967. 49 p.
- Jeletzky J.A.* Illustrations of Canadian fossils. Lower Cretaceous marine index fossils of the sedimentary basins of Western and Arctic Canada // Geological Survey of Canada, Paper 64-11. Ottawa, 1964. 100 p.
- Kennedy W.J., Landman N.H., Cobban W.A., Larson N.L.* Jaws and Radulae in Rhaeboceras, a Late Cretaceous Ammonite // Cephalopods: Present and Past. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Abhandlungen. H. Summesberger, K. Histon, A. Daurer – eds. Wien, 2002. Bd.57. P.113-132.
- Lehmann U.* Aptychen als Kieferelemente der Ammoniten // Palaeontologische Zeitschrift. Stuttgart. 1972. Bd.46. №1/2. P.34-48.
- Nagy J.* Ammonite faunas and stratigraphy of Lower Cretaceous (Albian) rocks in southern Spitsbergen // Skrifter of Norsk Polarinstitut. Oslo, 1970. №152. 58 p.
- Tanabe K.* The jaw apparatuses of Cretaceous desmoceratid ammonites // Palaeontology, London. 1983. V.26. P.677-686.
- Tanabe K., Landman N.H.* Morphological Diversity of the Jaws of Cretaceous Ammonoidea // Cephalopods: Present and Past. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Abhandlungen. H. Summesberger, K. Histon, A. Daurer – eds. Wien. 2002. Bd.57. P.157-165.
- Warren P.S.* Cretaceous Fossils horizons in the Mackenzie River Valley // J. Paleontol. Tulsa. 1947. V.21. №2. P.118-123.
- Westermann G.E.G.* New developments in ecology of Jurassic–Cretaceous ammonoids // Fossili, Evoluzione, Ambiente. Atti del secondo convegno internazionale F.E.A., Pergola, 25–30 ottobre, 1987. G. Pallini, F. Cecca, S. Cresta, M. Santantonio – eds. Comitato Centenario Raffaello Piccinini, Pergola, Tectnostampa, 1990. P.459-478.
- Westermann G.E.G.* Ammonoid Life and Habitat // Ammonoid paleobiology. N.H. Landman, K. Tanabe, R.A. Davies – eds. New York - London: Plenum Press, 1996. P.607-707.
- Whiteaves J.F.* On some Cretaceous fossils from British Columbia, the North West Territory and Manitoba // Geol. Surv. Canada. Contributions to Canadian Palaeontology 1. 1889. P.151-196.
- Whiteaves J.F.* Notes on the ammonites of the Cretaceous rocks of the District of Athabasca, with descriptions of four new species // Proceedings and Transactions of the Royal Society of Canada. Ser.1. Section 4. Geological and Biological Sciences. 1893. V.10. P.111-121.

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ПОРОДЫ ПИКРИТ-БАЗАЛЬТОВОЙ СЕРИИ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ: ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, ГЕНЕЗИС И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Г.В. Леднева¹, Н.А. Богданов¹, А.А. Носова²

В работе приводятся новые данные по геологии, петрографии, минералогическому, петролого-геохимическому и изотопному (Sm-Nd) составу пикродолеритов, оливиновых долерито-базальтов и долерито-базальтов позднемелового возраста, образующих тектонические блоки на Западной Камчатке. На основе комплексного анализа материала показано, что пикродолериты и оливиновые долерито-базальты – результат смешения пикритовой магмы и толеитового расплава, имеющих мантийное происхождение и претерпевших преобразование в коровом магматическом резервуаре вследствие фракционной кристаллизации и ассимиляции/контаминации осадочных пород. Продукты кристаллизации пикритового расплава представлены кумулятивными оливинами и ассоциирующими с ними хромшпинелями, образующими порфиrowые вкрапленники и гломеропорфиrowые срастания; толеитового – клинопироксенами, плагиоклазами и титаномagnetитами, слагающими основную

массу пикродолеритов и оливиновых долерито-базальтов. Долерито-базальты несут признаки кристаллизации из толеитового расплава, предположительно того же состава, что и расплав, исходный для основной массы пикродолеритов и оливиновых долерито-базальтов. Оливины и клинопироксены изученных пород обнаруживают сходство с оливинами и клинопироксенами, соответственно, пикритов и толеитов вулканических океанических плато и аномальных (плюмовых) сегментов спрединговых центров океанов, хромшпинели – со шпинелидами альпинотипных перидотитов, вулканитов островных дуг и Исландского аномального сегмента Срединно-Атлантического хребта.

Анализ минералогических, петролого-геохимических и изотопных данных свидетельствует в пользу образования пикритового расплава в результате высокой (>25%) степени частичного плавления мантийного шпинелевого перидотита, до начала плавления сильно деплетированного высокозарядными и обогащенного крупноионными литофильными элементами. Толеитовый расплав, по-видимому, возник при плавлении иного источника мантии, содержащего клинопироксен и не подвергавшегося переработке в надсубдукционной обстановке. Этот источник, вероятно, сходен с источниками расплавов

¹ Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН 119180, Москва, Старомонетный пер., 22; e-mail – Ledneva@ilran.ru

² Институт геологии и минералогии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН 119017, Москва, Старомонетный пер, д. 35.

толеитов в пределах аномальных сегментов срединно-океанических хребтов. Предполагается, что изученные ультраосновные и основные породы маркируют специфическую геодинамическую обстановку в пределах задугового бассейна, а именно наличие аномального (плюмового) сегмента в области рифтовой/спрединговой долины.

ВВЕДЕНИЕ

В рамках моделей плитной тектоники петролого-геохимические характеристики магматических пород, наряду с геологическими, структурными и другими факторами, широко используются при интерпретации геодинамической обстановки формирования толщ, входящих в состав складчатых поясов. Однако и вулканические, и плутонические образования нередко обнаруживают двойственные характеристики вещественного состава, что затрудняет интерпретации подобного рода. Магматические породы поздне-мезозойского возраста на Западной Камчатке не являются в этом смысле исключением. В связи с этим для проведения корректных геодинамических интерпретаций необходимо создание петрологических моделей с целью выявления составов родоначальных расплавов и их источников, а также влияния на химизм пород коровых процессов (фракционной кристаллизации, ассимиляции/контaminaции вмещающих пород, различных видов смешения и т.д.).

В статье приведены результаты изучения петрогенеза пикродолеритов, оливиновых долерито-базальтов и долерито-базальтов из района горы Морошечная – мыса Хайрюзова, формирующих, наряду с другими верхнемезозойскими породами, фундамент кайнозойского прогиба на Западной Камчатке. При проведении настоящего исследования использованы только оригинальные данные авторов, включающие каменный материал, результаты изучения геологического строения толщи, проведенного в 2000 году, данные по петрографическому, минералогическому, петролого-геохимическому и изотопному составам пород. Анализ полученных данных позволил установить двойственность характеристик вещественного состава пикродолеритов, оливиновых долерито-

базальтов и долерито-базальтов, обосновать влияние тех или иных процессов на петрогенезис этих пород и выделить параметры, наиболее существенные для геодинамической интерпретации обстановки формирования данного комплекса.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ И ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВЕРХНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ПОРОД НА ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКЕ

Разрозненные выходы верхнемезозойских пород, преобладающих в строении фундамента кайнозойского прогиба на Западной Камчатке, образуют протяженный (около 500 км) пояс субмеридионального простирания и рассматриваются как фрагменты самостоятельного Омгоно-Паланского пояса [Объяснительная записка..., 2000; Богданов, Чехович, 2002] или же как тектонические блоки некогда единой Квахонской островной дуги [Константиновская, 2003], обдуцированные на континентальное основание. Некоторые исследователи включают эти верхнемезозойские образования в состав Ачайваям-Валагинской дуги, объединяющей фрагменты верхнемеловых толщ юга Корьякского нагорья, Западно-Камчатского региона, южной части Срединного хребта и Восточных хребтов Камчатки [Шапири, 1995].

Комплексное изучение геолого-структурных особенностей, возраста и вещественного состава верхнемезозойских толщ, выступающих на разрозненных участках из под отложений кайнозойского осадочного чехла на Западной Камчатке, проведенное сотрудниками Института литосферы окраинных и внутренних морей РАН в течение полевых сезонов 1997–2000 гг. и последующая камеральная обработка материалов, позволяют предполагать существование в данном регионе по крайней мере двух полос верхнемезозойских выходов, обладающих принципиально различными чертами строения.

Непосредственно вдоль побережья Охотского моря (район хребта Омгон) развиты окраинно-континентальные терригенные толщи ранне- и позднемелового возрастов, включающие чужеродные блоки кремней, яшм, долерито-базальтов, базальтов и андезибазальтов позднеюрского–ран-

немелового возраста [Вишневецкая и др., 1998; Богданов и др., 2003]. Согласно палеомагнитным данным, терригенные толщи хребта Омгон накапливались в положении, близком к современному [Коваленко, 2003]. Сходство базальтов с вулканитами типа N-MORB указывает на их образование на значительном удалении от современного местоположения [Богданов и др., 2003].

В полосе выходов, расположенных несколько восточнее, преобладают фрагменты тектонических покровов, сложенные позднемеловыми пикродолеритами, оливиновыми долерито-базальтами и долерито-базальтами (район горы Морошечная – мыса Хайрюзово), вулканогенно-терригенными и вулканогенно-кремнистыми толщами (районы хребта Медвежий, бассейнов р. Рассошина [Сухов, Кузьмичев, данный сборник] и среднего течения р. Тихая [Леднева, 2002]). По палеомагнитным данным обнажающиеся в среднем течение р. Тихая вулканогенно-кремнистые толщи кампана–маастрихта, источником материала которых, наиболее вероятно, служила островодужная постройка, накапливались на $\sim 40^\circ$ с.ш. В позднемеловое время эти толщи не входили в состав континентальной окраины Евразии или Северо-Американской плиты [Коваленко, 2003].

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ПИКРОДОЛЕРИТОВ, ОЛИВИНОВЫХ ДОЛЕРИТО-БАЗАЛЬТОВ И ДОЛЕРИТО-БАЗАЛЬТОВ РАЙОНА ГОРЫ МОРОШЕЧНАЯ – МЫСА ХАЙРЮЗОВО

Верхнемезозойские отложения, преимущественно распространенные в водораздельной части и на западных склонах горы Морошечная и локально в районе мыса Хайрюзова, представлены мелководными окраинно-континентальными вулканогенно-терригенными толщами кампана–маастрихта [Голдырев, 2001; Соловьев, данный сборник] и альба [Палечек и др., 2000], и пикродолеритами, оливиновыми долерито-базальтами и долерито-базальтами, предположительно верхнемелового возраста (данная статья).

Характеристика внутреннего строения, вещественного состава и возраста окраинно-континентальных вулканогенно-терригенных отложений приведена в указанных работах.

Пикродолериты, оливиновые долерито-базальты и долерито-базальты слагают блоки сильно варьирующих размеров (рис. 1). Наиболее крупный из них, расположенный в водораздельной части и на западных склонах горы Морошечная, имеет протяженность ~ 5 км, при ширине $\sim 0,5-1,0$ км; размеры мелких блоков составляют первые метры. Пикродолериты, оливиновые долерито-базальты и долерито-базальты пространственно разобщены между собой. Последнее обстоятельство не позволило наблюдать контакты этих пород в полевых условиях. Тем не менее, поскольку находящиеся в непосредственной близости друг от друга пикродолериты и долерито-базальты из одного блока, не проявляют признаков направленного изменения составов, присутствующих дифференцированным телам, и кристаллизовались из расплавов, отделявшихся от разных источников (см. далее), можно предполагать их принадлежность разным геологическим телам. Контакты блоков пикродолеритов, оливиновых долерито-базальтов и долерито-базальтов с верхнемеловыми окраинно-континентальными вулканогенно-терригенными толщами не обнажены; однако на основе косвенных признаков, таких как реконструированная геодинамическая обстановка формирования пород, предполагается их тектонический характер.

В районе мыса Хайрюзова пикродолериты слагают небольшие (первые десятки сантиметров) шарообразные включения в маломощной (первые метры) зоне мономиктового меланжа по ультраосновным породам. Зона меланжа приурочена к локальному тектоническому срыву, разделяющему терригенные образования эоценового и неогенового возрастов. Включения пикродолеритов в меланже интенсивно серпентинизированы и катаклазированы; цементом служит глинка синего-голубого цвета, образованная этими же породами.

Блоки пикродолеритов, оливиновых долерито-базальтов и долерито-базальтов выстраиваются в цепочку субмеридионального простираения протяженностью ~ 50 км, и являются либо текто-

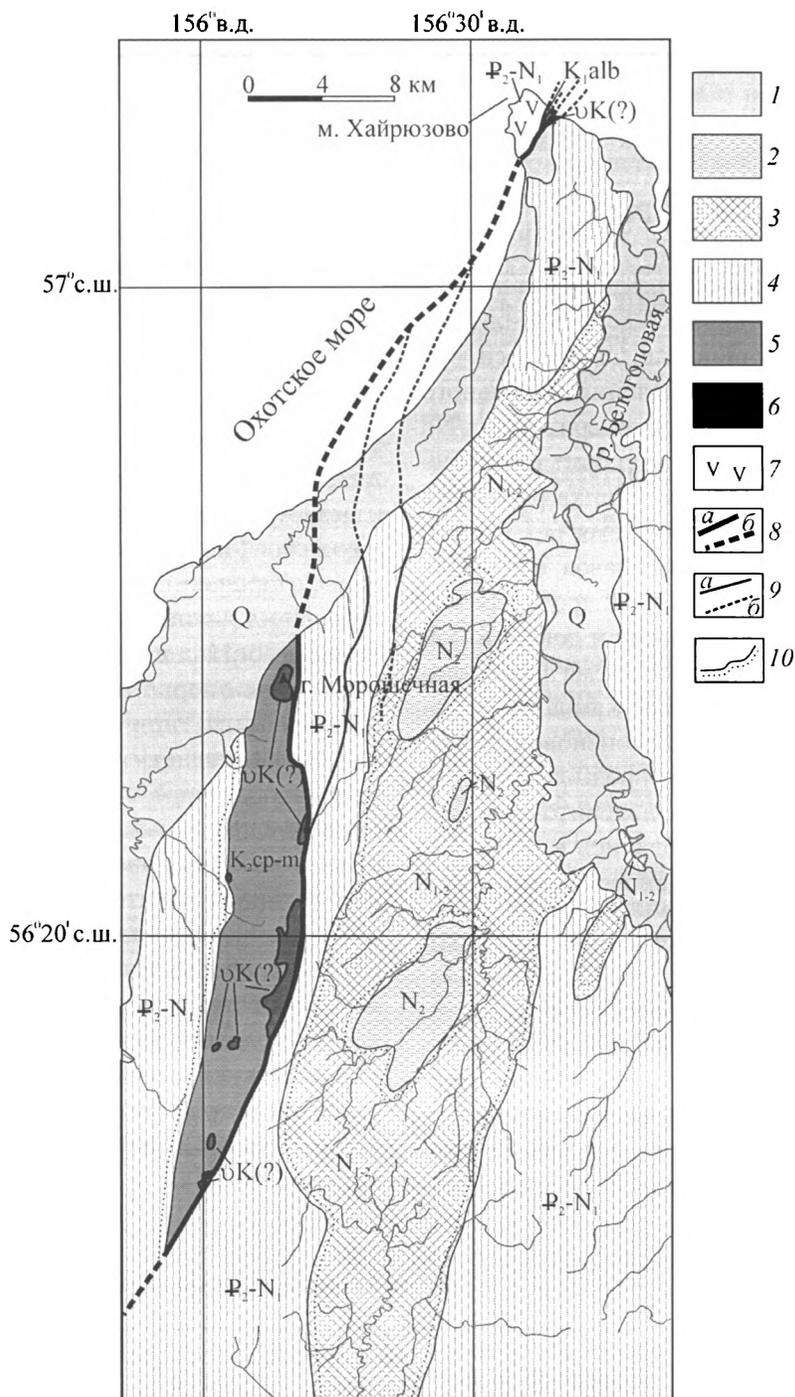


Рис. 1. Схема геологического строения районов мыса Хайрюзово и хребта горы Морошечной (Западная Камчатка), по [Сингаевский, 1965; Коваль, 1964] с изменениями

1 – четвертичные отложения; 2 – терригенные плиоценовые отложения; 3 – миоцен-плиоценовые туфотерригенные отложения; 4 – эоцен-миоценовые терригенные, туфотерригенные, вулканогенные отложения (нерасчлененные); 5 – меловые флишоидные отложения (нижнеальбские на мысе Хайрюзова, кампан-маастрихтские в хребте горы Морошечной); 6 – тектонические блоки пикродолеритов, оливиновых долерито-базальтов и долерито-базальтов; 7 – вулканиты; 8 – главные разрывы: а – установленные, б – предполагаемые; 9 – второстепенные разрывы: а – установленные, б – предполагаемые; 10 – стратиграфические несогласия

ническими останцами некогда единого покрова, либо чужеродными блоками в структуре фрагмента позднемеловой аккреционной призмы [Соловьев, данный сборник].

ВОЗРАСТ ПОРОД

Время кристаллизации пикродолеритов, оливиновых долерито-базальтов и долерито-базальтов достоверно не установлено. Однако, основываясь на: результатах определения модельного возраста (75 млн. лет) пикродолеритов Sm/Nd методом (табл. 1), который может быть интерпретирован либо как возраст источника расплавов изученных пород, либо как время последнего преобразования источника расплавов; признаках одновременной кристаллизации пикродолеритов, оливиновых долерито-базальтов и долерито-базальтов (см. далее); и учитывая время начала становления структуры Западной Камчатки, которое принимается как раннепалеоценовое [Богданов, Чехович, 2002], можно предполагать, что пикродолериты, оливиновые долерито-базальты и долерито-базальты образовались в пост-кампанское, но до-раннепалеоценовое время, т.е. в маастрихте-дате.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Пикродолериты и оливиновые долерито-базальты – микропорфиновые породы. Порфиновые вкрапленники, содержание которых в изу-

ченных образцах достигает 30%, представлены идиоморфными и субидиоморфными кристаллами (~0,5–2,0 мм вдоль длинной оси призм) зонального оливина (форстерита и хризолита), с включениями мелких (~0,1 мм и менее) зерен хромшпинели. Степень идиоморфизма вкрапленников оливина прямо коррелируется с содержанием данного минерала в породе: чем меньше в породе содержание оливина, тем его зерна более резорбированы.

Основная масса породы имеет пойкилоофитовую, микропойкилоофитовую и на отдельных участках интерсервальную структуры. Она сложена крупными призматическими (~1,0–4,0 мм) и реже скелетными зернами зонального клинопироксена (авгита в ядрах и ферроавгита во внешних оторочках), содержащими пойкилитовые включения удлиненных лейст плагиоклазов основного состава и мелкие идиоморфные и субидиоморфные зерна титаномагнетита с ламеллями ильменита (типичными для пикродолеритов) или титаномагнетита со структурами распада твердого раствора магнетит-ульвошпинель (типичными для оливиновых долерито-базальтов), и более мелкими кристаллами обедненных и бедных кальцием авгитов и магнезиального пижонита. Интерстиции между минералами основной массы выполнены светло-зеленым хлоритом, возможно, по стеклу.

Пикродолериты и оливиновые долерито-базальты могут быть сопоставлены с оливиновыми мезо- и ортокумлятивными породами (в зависимости от содержания в них минералов-вкрапленников), в которых роль минералов

Результаты Sm/Nd изотопных исследований габброидов

Образец, №	Название породы	Содержание, г/т		Изотопные отношения	
		Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
Hi-46/00	пикриодолерит (MgO = 23,90 %)	0,424	0,779	0,328595	0,513125±13
Hi-44/00	оливиновый долерито-базальт (MgO = 11,89 %)	1,444	4,002	0,218061	0,512794±8
Hi-47/00	долерито-базальт (MgO = 2,54 %)	4,270	12,943	0,199452	0,512964±13

Sm/Nd изотопные исследования выполнены в лаборатории Геологического Института Кольского научного центра (г. Апатиты, аналитик – Т.Б. Баянова) по методике, описанной в работе [Гоголь и др., 2000]. Средние значения по стандарту La Jolla и J Nd1, соответственно, составляют 0,511833±6 (N 11) и 0,512074±9 (N 37).

кумуляса играют оливины с включениями хромшпинели, а интеркумулясное пространство выполнено агрегатом плагиоклаза, клинопироксена и титаномагнетита.

Долерито-базальты – структурно неоднородные породы. В них одни участки имеют гломеропорфировую и толеитовую структуры, другие – типичную пойкилоофитовую и микропойкилоофитовую.

Гломеропорфировые участки сложены неравномерно распределенными в пределах них удлиненно-таблитчатыми плагиоклазами основного состава и разномзернистыми зональными авгитами, а также идиоморфными, иногда футляровидными зернами титаномагнетита с ламеллями ильменита. Повышенный идиоморфизм плагиоклаза и рудных минералов по отношению к клинопироксену придает этим участкам облик гипидиоморфнозернистых пород. Пространство между этими участками выполнено светло-зеленым хлоритом, радиально-лучистым амфиболом тремолит-актинолитового ряда и пренитом.

Участки пойкилоофитовой и микропойкилоофитовой структур по набору минералов и их взаимоотношениям аналогичны основной массе пикродолеритов.

Вторичные преобразования. Пикродолериты, оливиновые долерито-базальты и долерито-базальты в различной степени изменены: встречаются как практически свежие, так и почти полностью метаморфизованные разновидности. В пикродолеритах и оливиновых долерито-базальтах (как в слабо-, так и сильнометаморфизован-

ных) оливины замещены агрегатом серпентина и тонко рассеянного магнетита, плагиоклазы сосюритизированы, клинопироксены не обнаруживают признаков вторичных преобразований. В долерито-базальтах плагиоклазы замещены сосюритом, по клинопироксену развиты роговая обманки и/или амфибол актинолит-тремолитового ряда. Кроме того, в основных породах наблюдались хлорит, амфибол тремолит-актинолитового ряда и пренит, развивающиеся, предположительно, по стеклу.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Составы минералов приведены в таблицах 2–5.

Оливины пикродолеритов (обр. Нi-46/00) представлены магниальными разновидностями: форстеритами и хризолитами ($Fo_{92.5-84.3}$), обнаруживающими высокий уровень накопления CaO (>0,28 ас. %). Это сближает их с оливинами пикробазальтов и пикритов вулканических океанических плато и аномальных (плюмовых) сегментов срединно-океанических хребтов [Maaløe, Jakobsson 1980; Ramsay et al., 1984; Echeverria, Aitken, 1986; Gaetani, Watson, 2000; Révillon et al., 2000] и отличает от оливинов бонинитов глубоководных желобов и преддуговых бассейнов [Walker, Cameron, 1983; Sobolev, Danyushevsky, 1994; Danyushevsky et al., 1995], что продемонстрировано на рис. 2а. Высокий

Таблица 1

района горы Морошечная – мыса Хайрюзова

Модельный возраст, млн. лет		Предполагаемый возраст габброидов	$\epsilon_{Nd}(T)$
CHUR	DM		
566	75	145	7,06
		65	8,41
1127	–	145	2,65
		65	2,87
17218	197745	145	6,31
		65	6,34

При расчете величин $\epsilon_{Nd}(T)$ и модельных возрастов использованы значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по [Jacobsen, Wasserburg, 1984] и деплетированной мантии (DM) по [Goldstein, Jacobsen, 1988].

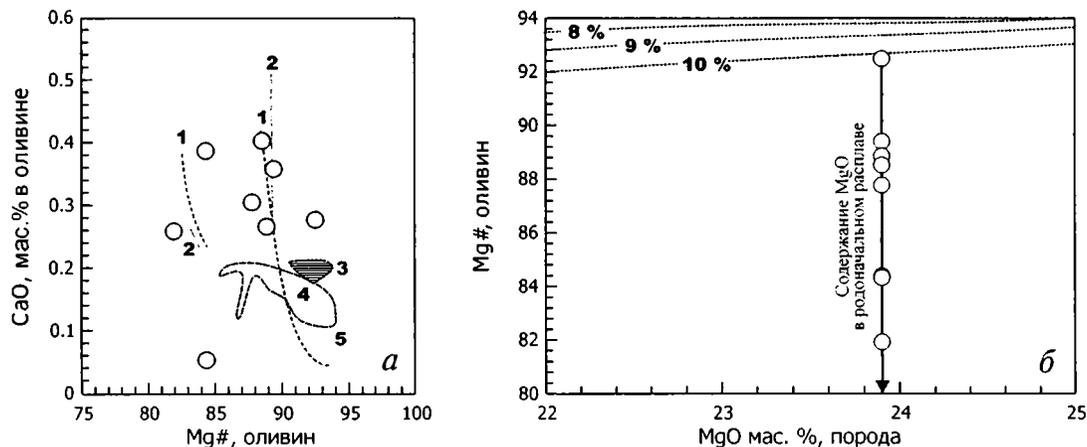


Рис. 2. Составы оливинов

а – вариации CaO (мас. %) в оливинах в зависимости от магнезиальности оливинов ($Mg\#_{ol} = 100 \cdot Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+})$). Диаграмма демонстрирует сходство оливинов пикродолеритов (обр. Ni-46/00) западных склонов хребта горы Морошечная с оливинами пикритов океанических плато. Тренды и поля 1–3 – пикриты: 1 – плато Онтонг Ява [Ramsay et al., 1984], 2 – о-в Исландия, провинция Vatsheidi [Maalhe, Jakobsson 1980; Gaetani, Watson, 2000]; 3 – о-в Горгона, аккрецированный фрагмент Карибского плато [Echeverria, Aitken, 1986; Révillon et al., 2000]. 4, 5 – бониниты: 4 – дуга Тонга, преддуговой прогиб и глубоководный желоб [Sobolev, Danyushevsky, 1994; Danyushevsky et al., 1995]; 5 – дуга Папуа Новая Гвинея [Walker, Cameron, 1983].

б – содержание форстеритовой (Fo) компоненты в оливине в зависимости от концентраций MgO (мас. %) в породе. Диаграмма демонстрирует близость валового состава образца Ni-46/00 пикродолерита к составу родоначального расплава. Расчетные кривые заимствованы из работы [Révillon et al., 1999]

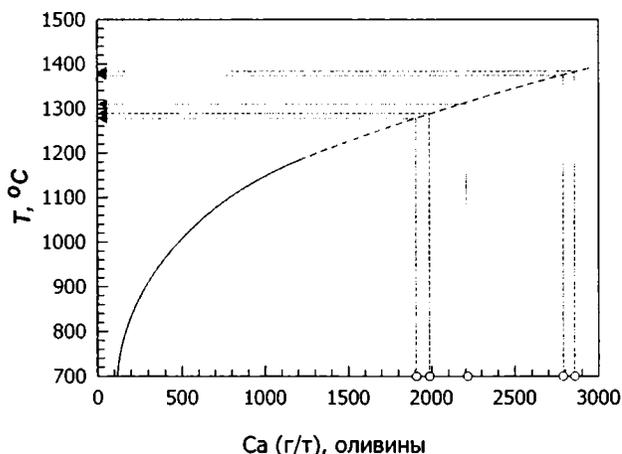


Рис. 3. Зависимость содержаний Ca (г/т) в оливинах от температуры кристаллизации расплава (T, °C) [Brey, Köhler, 1990] пикродолеритов района горы Морошечная – мыс Хайрюзово

Диаграмма демонстрирует принципиальную возможность кристаллизации изученных оливинов при температурах ~1300–1400 °C, типичных для пикритовых расплавов.

Следует отметить, что полученные температурные оценки весьма приблизительны по двум причинам: (а) фигуративные точки составов ложатся на экстраполяцию тренда зависимости содержаний кальция в оливинах от температуры, и (б) данная зависимость была выявлена при исследовании лерцолитов мантийного происхождения. Мы полагаем, что использование данной диаграммы для изученных пород правомерно, поскольку кристаллизация оливинов происходила из примитивного пикритового расплава близкого к родоначальному (см. текст) и, следовательно, состав первых кристаллизовавшихся фаз, каковыми являются оливин и хромшпинель, должен отвечать или быть близок к составу фаз в источнике расплава

Таблица 2

**Составы оливинов (в мас. %) пикродолеонита (образец Ni-46/00)
района горы Морошечная – мыса Хайрюзова (мас. %)**

	Зерно 2 – крупное	Зерно 5 – очень крупное		Зерно 3 – мелкое	Зерно 4 – мелкое
	пр. зона	центр	край	центр	центр
SiO ₂	40,41	41,05	40,71	40,02	38,9
FeO	10,16	7,31	10,91	11,66	14,75
MnO	<i>н.о.</i>	<i>н.о.</i>	0,28	<i>н.о.</i>	0,45
MgO	48,03	50,40	47,14	46,9	44,52
CaO	0,36	0,28	0,4	0,31	0,39
Cr ₂ O ₃	0,22	0,10	<i>н.о.</i>	<i>н.о.</i>	<i>н.о.</i>
NiO	0,62	0,71	0,39	0,64	0,58
<i>Fo</i>	89,39	92,48	88,51	87,76	84,32

Изучение составов всех минералов проводилось в Лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии Геологического факультета МГУ на сканирующем электронном микроскопе Camscan-4DV с энергодисперсионным анализатором Link-10000 при ускоряющем напряжении 15 kV и токе зонда на образце (1–3)×10⁻⁹ А. Пределы обнаружения элементов составляли (мас.%): K₂O>0,12; SiO₂>0,15; TiO₂ и Al₂O₃>0,18; FeO, MnO, MgO, CaO, Cr₂O₃>0,20; Na₂O>0,5. *н.о.* – содержание элемента ниже предела определения. Аналитик – Н.Н. Каротаева.

уровень накопления CaO в оливинах позволяет предполагать с определенной долей уверенности их кристаллизацию при высокой температуре: ~1380–1400°C – высокомагнезиальные оливины, ~1280–1320°C – наименее магнезиальные оливины (рис. 3).

На диаграмме MgO (мас. %) в породе – Mg# оливина (рис. 2б) оливин состава Fo_{92,5}, наиболее высокомагнезиальный из проанализированных, слагающий ядро крупного кристалла (зерно 5 в табл. 2), ложится на расчетную кривую, отражающую изменение составов оливинов в равновесии с расплавом, содержащим 10 мас. % FeO [Révillon et al., 2000]. Это позволяет предполагать, что содержание MgO в породе, составляющее 23,15 мас. %, соответствует или очень близко к концентрации MgO в расплаве в момент кристаллизации Fo_{92,5} или, иными словами, свидетельствует в пользу кристаллизации наиболее магнезиальных оливинов из пикритового расплава, состав которого отвечает или близок к родоначальному. Оливины меньшей магнезиальности (Fo_{89,4–84,3}), слагающие главным образом краевые части крупных кристаллов и мелкие выделения, ложатся ниже расчетных кривых равновесия оливин–расплав (см. рис. 2б). Это говорит о преобладании в пикродолеритах оливинов кумулятивного происхождения. Оливины обнару-

живают прямую зональность, выражающуюся в падении магнезиальности от центра к краю кристалла и снижении содержаний NiO (от 0,71–0,62 мас. % в ядрах до 0,39 мас. % в краевой зоне, табл. 2), что согласуется с их образованием в результате фракционирования и подтверждает кумулятивное происхождение данного минерала.

Клинопироксены пикродолеритов и оливиновых долерито-базальтов, с одной стороны, и долерито-базальтов, с другой стороны, отличны друг от друга по составу.

В **пикродолеритах** (обр. Ni-46/00) и **оливиновых долерито-базальтах** (обр. Ni-44/00) крупные неправильно призматические и небольшие резорбированные зерна клинопироксенов представлены **авгитами** состава Wo_{42,66–34,99}En_{50,40–46,31}Fs_{10,50–17,73}; Wo_{43,02–33,90}En_{49,49–44,83}Fs_{10,14–21,27} в ядрах и **ферроавгитами** (Wo_{32,80–27,16}En_{33,62–28,90}Fs_{43,94–33,58}) – во внешних оторочках кристаллов. Более мелкие зерна – это **обедненные и бедные кальцием авгиты** (Wo_{27,40–26,42}En_{55,30–53,68}Fs_{18,91–18,28} Wo_{20,34–15,04}En_{66,60–62,15}Fs_{18,36–17,52}) и **высокомагнезиальные пизсониты** (Wo_{7,29}En_{72,32}Fs_{20,38}) (рис. 4а, табл. 3). Авгиты, слагающие ядра крупных зональных кристаллов (обр. Ni-46/00) и небольшие по размерам резорбированные зерна (обр. Ni-44/00), обнаруживают наиболее высокие содержания кальциевого и магнезиевого минералов и сопостави-

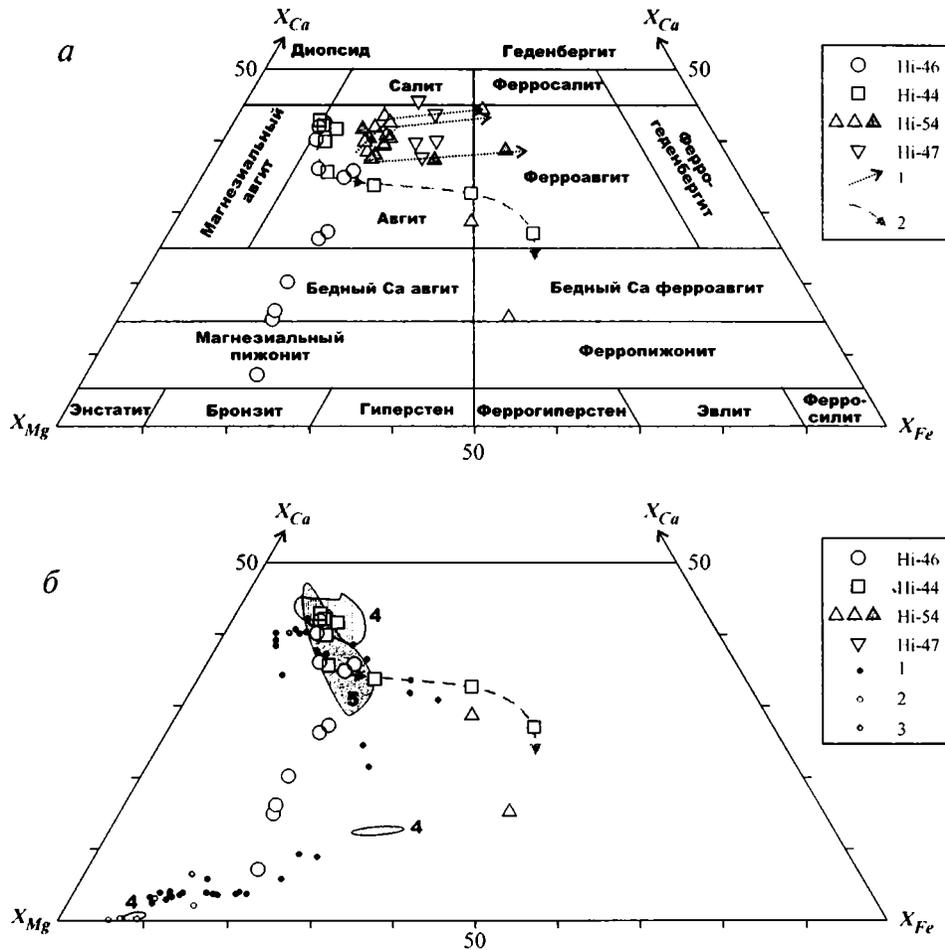


Рис. 4. Составы клинопироксенов пикродолеритов, оливиновых долерито-базальтов и долерито-базальтов района горы Морошечная – мыса Хайрюзово

a – номенклатура в системе $(Ca, Mg, Fe^{2+})Si_2O_6$; *б* – сравнение составов изученных пироксенов с пироксенами из пород разных геодинамических обстановок в системе $(Ca, Mg, Fe^{2+})Si_2O_6$: 1–3 – фигуративные точки составов пироксенов бонинитов: 1 – глубоководного желоба и преддугового бассейна дуги Тонга [Sobolev, Danyushevsky, 1994; Falloon et al., 1989]; 2 – дуги Папуа Новая Гвинея [Walker, Cameron, 1983]; 3 – задугового бассейна Лай [Falloon et al., 1989]; 4 – поля пироксенов пикритов, при построении этих полей использованы данные по минералогии пикритов океанических вулканических плато Карибского бассейна (о-в Горгона) [Echeverria, Aitken, 1986] и Онтонг Ява [Ramsay et al., 1984] и пикритов аномального (плюмового) сегмента Срединно-Атлантического хребта в районе о-ва Исландия (провинция Maelifell) [Hansteen, 1991]; 5 – поле пироксенов толеитов Исландского аномального сегмента Срединно-Атлантического хребта [Larsson et al., 2002]

мы по этим параметрам с клинопироксенами пикритов океанических вулканических плато [Echeverria, Aitken, 1986; Ramsay et al., 1984] и аномальных (плюмовых) сегментов срединно-океанических хребтов, например, Исландии [Hansteen, 1991], и с клинопироксенами толеитов океанического вулканического плато Онтонг Ява [Plimer, Neef, 1980], что продемонстрирова-

но на рисунке 4б. Клинопироксены внешних оторочек крупных зональных зерен и мелких кристаллов по разнообразию составов наиболее близки к клинопироксенам бонинитов [Walker, Cameron, 1983; Sobolev, Danyushevsky, 1994; Falloon et al., 1989].

На двухкомпонентных диаграммах, где содержания элементов в пироксенах представле-

Таблица 3

Составы пироксенов (в мас. %) из пикродолеритов, оливиновых долерито-базальтов и долерито-базальтов района горы Морошечная – мыса Хайрюзова

	Ni-46 - пикродолерит (MgO = 23,15 мас. %)										
	вкрапленники						основная масса				
	зерно 1		зерно 6			зерно 5	зерно 7	зерно 2	зерно 3	зерно 4	зерно 9
	центр	пр. зона	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр
	авгит						бедный Ca авгит			Mg пиконит	
SiO ₂	51,76	51,20	51,60	51,61	50,50	51,599	51,85	53,66	53,50	53,49	54,15
TiO ₂	н.о.	0,42	н.о.	0,30	1,20	0,99	0,48	0,20	0,39	н.о.	0,19
Al ₂ O ₃	2,81	2,87	3,06	2,62	2,72	2,57	2,22	1,69	1,83	1,66	0,81
FeO	6,67	10,66	6,94	8,50	11,08	11,42	11,95	11,64	11,26	11,91	13,46
MnO	н.о.	0,25	н.о.	0,26	0,23	0,23	0,27	0,39	н.о.	н.о.	н.о.
MgO	16,89	16,79	17,17	17,97	16,23	19,38	19,03	23,78	22,40	24,23	26,80
CaO	20,87	17,05	19,78	17,97	17,53	12,89	13,51	8,21	10,20	7,62	3,76
Na ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,43	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Cr ₂ O ₃	н.о.	0,31	0,52	0,31	н.о.	н.о.	н.о.	0,23	н.о.	н.о.	0,21
Wo	42,09	34,99	40,29	36,22	35,95	26,42	27,40	16,29	20,34	15,04	7,29
En	47,40	47,94	48,67	50,40	46,31	55,30	53,68	65,68	62,15	66,60	72,32
Fs	10,50	17,07	11,04	13,38	17,73	18,28	18,91	18,03	17,52	18,36	20,38

(продолжение таблицы 3)

	Ni-44 – оливиновый долерито-базальт (MgO = 11,19 мас. %)							
	основная масса							
	зерно 6		зерно 7	зерно 1	зерно 2	зерно 3	зерно 4	зерно 5
	центр	край	центр	центр	центр	центр	центр	центр
	авгит		ферроавгит		авгит			
SiO ₂	50,98	49,06	48,49	51,33	51,15	51,03	50,52	51,42
TiO ₂	0,54	1,04	0,79	0,29	0,33	0,27	0,31	0,59
Al ₂ O ₃	2,01	1,82	1,28	2,63	2,97	3,39	3,75	2,83
FeO	13,11	20,30	26,35	9,18	7,65	6,85	6,21	8,03
MnO	0,41	0,37	0,46	н.о.	н.о.	0,29	0,39	н.о.
MgO	15,51	11,40	9,72	17,31	16,64	16,39	16,10	16,00
CaO	16,32	15,48	12,71	17,42	19,45	20,62	20,57	20,49
Na ₂ O	0,45	н.о.	н.о.	0,86	0,65	н.о.	0,56	н.о.
K ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,13	н.о.	н.о.	н.о.
Cr ₂ O ₃	н.о.	н.о.	н.о.	0,32	0,53	0,71	1,20	н.о.
CoO	н.о.	н.о.	н.о.	0,24	0,16	н.о.	н.о.	н.о.
Wo	33,90	32,80	27,16	35,79	40,04	42,29	43,02	41,80
En	44,83	33,62	28,90	49,49	47,66	46,75	46,84	45,41
Fs	21,27	33,58	43,94	14,72	12,29	10,96	10,14	12,79

ны как функция магнезиальности минералов (рис. 5а–в), видно, что по уровню накопления TiO₂, Al₂O₃ и Cr₂O₃ (рис. 5а, в) авгиты, слагающие ядра крупных зерен, наиболее близки к пироксенам толеитов океанического вулканического плато Онтонг Джава [Plimer, Neef, 1980], хотя для последних характерны более ограниченные вариации составов и несколько более низкие концентрации

глинозема. Клинопироксены пикритов того же региона отличаются заметно более высокой магнезиальностью при сходном уровне накопления в них TiO₂ и Cr₂O₃ и более низких содержаниях Al₂O₃. Последнее наблюдение позволяет предполагать, что изученные авгиты и ферроавгиты пикродолеритов могли кристаллизоваться из толеитового расплава, не являющегося продуктом

(продолжение таблицы 3)

Ni-54 – долерито-базальт (аналог Ni-53, MgO = 7,04 мас. %)											
крупные вкрапленники											
зерно1						зерно2					
центр	пр. зона 2	пр. зона 3	пр. зона 4	край	самый край	центр	пр. зона 1	пр. зона 2	край	самый край	
авгит			салит		ферроавгит	авгит			ферроавгит		
SiO ₂	50,77	49,39	49,14	52,11	50,56	51,72	49,83	50,83	51,10	50,91	49,95
TiO ₂	0,43	0,91	0,87	0,28	н.о.	0,60	0,62	0,47	0,47	н.о.	н.о.
Al ₂ O ₃	2,22	3,46	4,03	0,98	н.о.	1,52	3,75	2,24	2,34	1,23	0,87
FeO	10,75	10,89	11,45	9,38	17,76	26,13	9,97	10,89	11,98	16,58	20,86
MnO	0,43	0,24	0,32	0,31	0,50	0,38	0,23	0,27	0,29	0,47	0,40
MgO	15,13	13,35	13,11	12,98	9,01	11,81	14,80	14,78	15,25	12,35	8,90
CaO	19,61	20,93	20,23	23,74	21,15	6,67	20,35	19,77	18,39	18,03	18,18
Na ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,47	н.о.	н.о.	н.о.
Wo	39,98	43,59	42,67	48,33	44,48	15,33	41,77	40,48	37,56	37,44	38,81
En	42,92	38,70	38,47	36,76	26,36	37,78	42,26	42,11	43,34	35,68	26,43
Fs	17,10	17,71	18,85	14,91	29,16	46,88	15,97	17,41	19,11	26,88	34,76

(окончание таблицы 3)

Ni-54 – долерито-базальт (аналог Ni-53, MgO = 7,04 мас. %)						H-47 – долерито-базальт (MgO = 2,54 мас. %)					
зерно3						зерно1	зерно2		зерно3		
центр темн. сектор	центр светлый сектор	пр. зона 1 (св. сектор)	пр. зона 2	край	самый край	центр	центр	край	центр	край	
авгит					бедный Са авгит	салит	авгит				
SiO ₂	51,50	50,11	49,60	49,29	50,14	51,45	51,31	49,48	50,49	49,36	48,85
TiO ₂	0,48	0,72	0,72	0,80	0,63	0,39	н.о.	0,96	0,55	0,84	0,95
Al ₂ O ₃	1,83	3,21	3,18	3,50	2,73	1,11	0,87	2,88	1,55	3,09	3,49
FeO	11,36	12,13	12,20	12,30	11,88	20,68	12,95	14,24	15,47	14,04	15,54
MnO	0,07	0,21	0,22	0,16	0,32	0,63	0,55	0,57	0,50	0,58	0,33
MgO	15,24	14,11	14,14	13,67	13,77	11,59	11,69	12,58	12,78	10,75	11,54
CaO	18,91	19,15	18,98	19,50	19,66	13,04	22,21	18,99	18,19	20,28	18,90
Na ₂ O	н.о.	н.о.	0,54	0,41	н.о.	0,77	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
K ₂ O	н.о.	н.о.	0,10	0,12	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Wo	38,61	39,68	39,40	40,53	40,88	28,78	45,71	39,89	37,85	43,90	40,14
En	43,29	40,70	40,83	39,52	39,83	35,59	33,49	36,76	37,01	32,38	34,11
Fs	18,10	19,62	19,77	19,95	19,29	35,63	20,80	23,35	25,14	23,72	25,75

Примечание см. табл. 2.

фракционирования пикритового расплава. Обедненные и бедные кальцием авгиты и высокомагнезиальные пижониты на двухкомпонентных диаграммах ложатся на продолжение трендов авгитов и ферроавгитов, что свидетельствует о

возможной кристаллизации всех этих минералов из одного родоначального состава.

Составы авгитов из пикродолеритов и оливиновых долерито-базальтов очень близки (см. рис. 4а, 5а-в); различия обнаруживают клино-

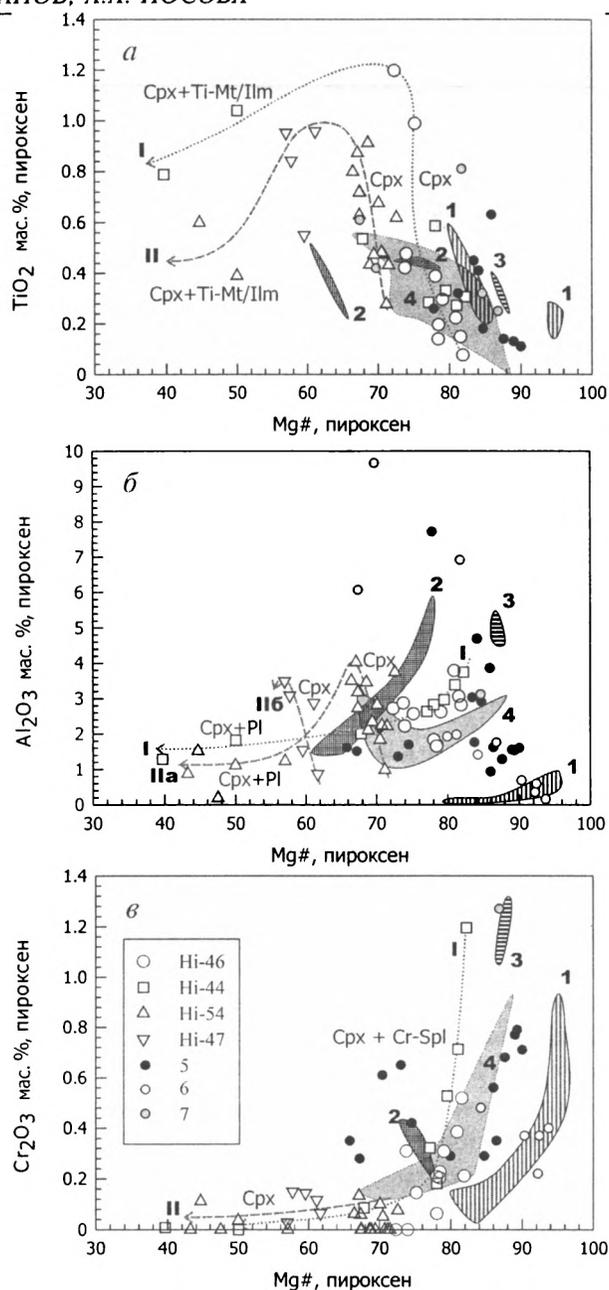


Рис. 5. Вариации TiO_2 , Al_2O_3 и Cr_2O_3 в клинопироксенах в зависимости от их магnezиальности (а, б, в, соответственно)

Диаграммы демонстрируют сходство клинопироксенов пикродолеритов, оливиновых долерито-базальтов и долерито-базальтов района горы Морошечная – мыса Хайрюзово с клинопироксенами толеитов вулканического океанического плато Онтонг Ява [Plimer, Neef, 1980]. 1–3 – поля составов клинопироксенов пикритов: 1 – вулканического океанического плато Онтонг Ява [Ramsay et al., 1984]; 2 – вулканического океанического плато Карибского региона (о-в Горгона) [Echeverria, Aitken, 1986]; 3 – Исландского аномального (плюмового) сегмента Срединно-Атлантического океанического хребта [Hansteen, 1991]; 4 – поле составов клинопироксенов толеитов вулканического океанического плато Онтонг Ява [Plimer, Neef, 1980]; 5–7 – поля составов клинопироксенов бонинитов: 5 – преддугового прогиба и глубоководного желоба дуги Тонга [Sobolev, Dapuyshvsky, 1994; Falloon et al., 1989], 6 – преддугового прогиба дуги Папуа Новая Гвинея [Walker, 1983], 7 – задугового бассейна Лау [Falloon et al., 1989]. I и II – тренды, демонстрирующие изменение составов пироксенов в пикродолеритах (I) и долерито-базальтах (II)

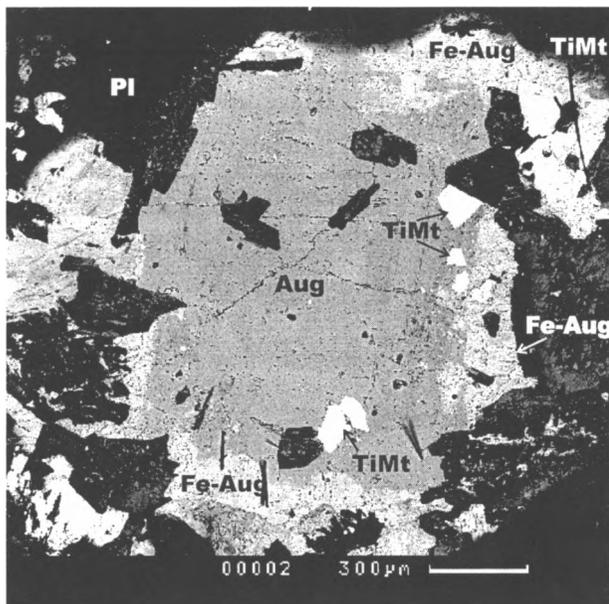


Рис. 6. Зональный кристалл клинопироксена (зерно 1, табл. 3)

Клинопироксен содержит многочисленные включения титаномагнетита (TiMt) в зоне 4, переходной от авгитов (Aug) внутренних частей к ферроавгитам (Fe-Aug) внешних оторочек, из долерито-базальта (обр. Ni-54/00). Pl – плагиоклаз

пироксены, формировавшиеся на поздних стадиях кристаллизации породы: обедненные и бедные кальцием авгиты и пижониты в богатых оливином (обр. Ni-46/00) и ферроавгиты в бедных оливином (обр. Ni-44/00) разновидностях пикродолеритов. Различия в железистости поздних клинопироксенов наиболее вероятно связаны с окислительно-восстановительным режимом: более высокая фугитивность кислорода в богатых оливином пикродолеритах (см. далее) приводила к окислению большей доли железа, что препятствовало его вхождению в октаэдрические позиции структуры клинопироксена, а на поздних стадиях кристаллизации бедных оливином долерито-базальтов условия были более восстановительными. Это предположение подтверждается характером распределения и составом рудных фаз: в пикродолеритах в клинопироксенах часто наблюдаются включения титаномагнетита, причем титаномагнетит содержит ламеллы ильменита, что свидетельствует об “окислительном распаде”. В

оливиновых долерито-базальтах в титаномагнетите установлены только структуры распада твердого раствора магнетит-ульвошпинель.

Таким образом, пироксены пикродолеритов и оливиновых долерито-базальтов, наиболее вероятно, кристаллизовались из расплава толеитового состава. Наблюдаемое разнообразие составов клинопироксенов обусловлено, с одной стороны, направленным изменением составов авгитов: повышением их железистости, вызванным фракционированием расплава, а с другой – проявлением пижонитового (толеитового) тренда, выраженного резким падением концентрации кальция при практически постоянной железистости (обр. Ni-46/00), либо ее возрастании (обр. Ni-44/00), что определяется реакцией структуры клинопироксена на резкое падение температуры [Патнис, Мак-Коннелл, 1984], и связано с быстрым охлаждением расплава на этапе кристаллизации основной массы в приповерхностных условиях.

Долерито-базальты (обр. Ni-54/00, Ni-47/00) содержат вкрапленники клинопироксенов, составы которых на тройных и двухкомпонентных диаграммах образуют самостоятельные поля и тренды (см. рис. 4, 5), не связанные с полями и разнонаправленные относительно трендов клинопироксенов пикродолеритов и оливиновых долерито-базальтов.

Клинопироксены долерито-базальтов интенсивно зональны (рис. 6, см. табл. 3): центральные и промежуточные части зерен сложены *авгитами* ($Wo_{43,59-39,48}En_{42,92-38,47}Fs_{17,10-18,85}$), причем в промежуточных зонах слабо возрастает концентрация кальция ($Wo_{48,33-44,48}En_{36,76-26,36}Fs_{14,91-29,16}$), внешние оторочки представлены *ферроавгитами* ($Wo_{15,33}En_{37,78}Fs_{46,88}$)¹. Авгиты обнаруживают от центра к внешним частям кристаллов значительное падение магнезиальности; составы внешних зон следуют пижонитовому тренду, причем при слабом возрастании Fs-миннала (см. рис. 4a). Кроме того, внутренние и внешние зоны кристаллов отличаются поведением TiO_2 (см. рис. 5a). Содержания титана растут по

¹ Вариации состава клинопироксенов даны на примере только одного из проанализированных зерен.

Таблица 4

**Составы плагиоклазов (мас. %) оливинового долерито-базальта (образец Ni-44/00)
района горы Морошечная – мыса Хайрюзова**

	зерно 1	зерно 2	зерно 3
	центр	центр	центр
SiO ₂	53,25	66,82	54,45
TiO ₂	0,03	н.о.	0,034
Al ₂ O ₃	28,25	20,80	28,24
FeO	1,29	0,25	1,13
MnO	0,02	0,01	н.о.
MgO	0,18	н.о.	н.о.
CaO	12,51	1,51	10,70
Na ₂ O	4,18	10,29	4,83
K ₂ O	0,12	0,13	0,19
An	61,9	7,5	54,4
Ab	37,4	91,8	44,5
Or	0,7	0,8	1,2

Примечание см. табл. 2.

мере падения магнезиальности в авгитах ядерных и промежуточных зон и падают к краям кристаллов. Это, а также слабое изменение магнезиальности краевых частей кристаллов, позволяет предполагать появление среди минералов солидусной ассоциации титаномагнетита и ильменита, что подтверждается микроскопическими исследованиями (см. рис. 6).

Содержание Al₂O₃ растет в авгитах по мере снижения магнезиальности минерала от центра к краю и затем падает в ферроавгитах краевых зон, что может указывать на появление другой Са-содержащей фазы, наиболее вероятно, основного плагиоклаза (исходя из петрографических наблюдений) (см. рис. 5б).

Плагиоклазы присутствуют во всех разновидностях пород. Однако из-за высокой степени вторичных преобразований количественные оценки состава данного минерала удалось получить только для одного из образцов *оливинового долерито-базальта* (обр. Ni-44/00, табл. 4). В этом образце плагиоклаз представлен лабрадором An_{61,9...54,4}, являющимся первично магматическим минералом, и альбитом An_{7,5}, видимо, возникшим в процессе вторичных преобразований пород. Плагиоклазы основного состава, наиболее вероятно, находятся в равновесии с авгитами

и ферроавгитами, слагающими промежуточные зоны и внешние оторочки зональных зерен клинопироксенов.

Рудные минералы. В *пикродолеритах и оливиновых долерито-базальтах* рудные минералы (табл. 5) представлены: (а) хромшпинелями, образующими включения в оливинах (в зернах 2, 4 и 5, см. табл. 2) и самостоятельные фазы, в основной массе (б) титаномагнетитами с ламелями ильменита (обр. Ni-46/00) и титаномагнетитами со структурами распада твердого раствора магнетит-ульвошпинель (обр. Ni-44/00, рис. 7а), образующими включения в клинопироксенах. В *долерито-базальтах* рудные минералы представлены только титаномагнетитами с ламелями ильменита (рис. 7б).

Хромшпинели отчетливо зональны. Их ядра сложены умеренно магнезиальными (Mg# = $100 \cdot \text{Mg}^{2+} / (\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+}) = 56,75-52,88$) высокохромистыми (Cr# = $100 \cdot \text{Cr}^{3+} / (\text{Cr}^{3+} + \text{Al}^{3+}) = 64,45-56,75$) разновидностями, обнаруживающими повышенные концентрации глинозема (Al₂O₃ = 21,40–17,30 мас. %), высокие содержания хрома (Cr₂O₃ = 46,76–41,87 мас. %) и низкие титана (TiO₂ = 0,08–0,23 мас. %). Внешние оторочки зерен представлены хромшпинелями низкой магнезиальности (Mg# = 26,52–24,75) и высокой хромистости

Таблица 5

Составы рудных минералов (в мас. %) из пикродолеонитов, оливиновых долерито-базальтов и долерито-базальтов в районе горы Морошечная – мыса Хайрюзова

	Пикродолерит									Оливиновый долерито-базальт	
	Ni-46 (MgO = 23,15 вес.%)									Ni-44 (MgO = 11,19 мас. %)	
	Cr-Spl					TiMt	Ilm	TiMt	TiMt	Mt	
	вкл. в Ol зерно 1	вкл. в Ol зерно 2	зерно 1 в матриксе		зерно 2 в матриксе	вкл. в Ol зерно 5	вкл. в Crx	зерно 3		зерно 2	
	центр	центр	центр	край	центр	центр	центр	матрица	ламель	матрица	ламель
SiO ₂	0,17	0,25	0,16	0,01	0,37	0,09	0,11	0,29	0,07	3,96	4,38
TiO ₂	3,93	0,13	0,20	8,49	0,07	0,23	7,52	8,64	44,09	1,49	6,18
Al ₂ O ₃	7,83	17,30	18,52	6,20	21,40	19,77	1,79	2,48	0,26	1,60	1,60
FeO	55,03	21,51	24,44	62,15	21,68	24,30	84,39	83,54	45,96	89,36	83,44
MnO	0,393	0,11	0,28	0,13	0,22	0,09	0,613	0,43	0,57	0,18	0
MgO	7,02	13,26	11,27	6,46	13,89	12,68	2,08	1,71	7,42	1,80	1,78
CaO	0,09	0,05	н.о.	0,003	0,10	0,05	0,12	0,27	0,08	0,31	0,63
Na ₂ O	0,86	0,003	н.о.	0,16	н.о.	н.о.	0,36	0,14	0,07	0,32	0,30
K ₂ O	0,09	0,04	0,10	н.о.	0,003	0,04	н.о.	0,03	0,06	0,15	0,09
Cr ₂ O ₃	23,4	46,76	44,66	13,75	41,86	42,34	0,06	н.о.	н.о.	0,03	0,39
NiO	0,41	0,49	0,19	0,11	0,32	0,41	0,17	0,30	0,13	0,19	0,27
CoO	н.о.	н.о.	0,14	0,07	0,04	н.о.	0,39	н.о.	н.о.	0,08	0
Cl ₂ O	н.о.	0,01	0,01	0,04	0,03	н.о.	0,04	0,02	0,03	н.о.	0,07
V ₂ O ₅	0,73	0,07	н.о.	2,41	н.о.	н.о.	2,34	2,14	1,24	0,53	0,88
FeO	34,68	18,43	17,89	35,04	18,87	19,80	48,91	46,23		53,28	42,97
Fe ₂ O ₃	22,61	3,43	7,28	30,13	3,13	5,00	39,44	41,47		40,10	44,97
Mg#	26,52	56,19	52,88	24,75	56,75	53,30					
Cr#	66,76	64,45	61,80	59,80	56,75	58,96					
Fe ³⁺ #	0,55	0,08	0,16	0,71	0,07	0,12					

Cr-Spl – хромшпинель, Mt – магнетит, TiMt – титаномагнетит, Ilm – ильменит. Расчеты содержаний двух и трехвалентного железа в шпинелидах производились исходя из стехиометрии минералов. Остальное см. табл. 2.

(Cr# = 66,76–59,80) с низкими содержаниями глинозема (Al₂O₃ = 7,83–6,20 мас. %), пониженными концентрациями хрома (Cr₂O₃ = 23,44–13,75 мас. %) и высоким уровнем накопления титана (TiO₂ = 8,50–3,93 мас. %).

Хромшпинели из ядер обнаруживают сходство с шпинелидами перидотитов мантийной части разрезов супрасубдукционных офиолитовых комплексов, что, в частности, продемонстрировано на рисунках. 8а–б, где фигуративные точки составов изученных минералов располагаются в полях шпинелидов альпинотипных пе-

ридоитов, а также с шпинелидами вулканитов островных дуг (рис. 8в). Принимая во внимание, что в изученных образцах хромшпинели имеют ярко выраженные идиоморфные очертания и образуют включения в оливинах кумулятивного происхождения, можно предполагать их кристаллизацию из родоначального расплава ультраосновного состава, не претерпевшего преобразования в коровом магматическом резервуаре. Анализ литературных данных показывает, что хромшпинели, сходные по составу с шпинелидами мантийных перидотитов встречаются в пик-

(окончание таблицы 5)

	Долерито-базальты									
	Ni-54 (аналог Ni-53, MgO = 7,04 мас. %)								Ni-47 (MgO = 2,50 мас. %)	
	TiMt	Ilm	Ilm	TiMt	TiMt	TiMt	Ilm	TiMt	Ilm	TiMt
	зерно 1		зерно 2		зерно 3 в Pх	зерно 4	зерно 6		зерно 2	
	матрица	ламель	матрица	ламель	центр	центр	матрица	ламель	матрица	ламель
SiO ₂	0,68	0,01	0,21	0,07	0,26	0,18	0,358	0,10	0,57	0,16
TiO ₂	7,92	50,14	14,34	49,44	13,05	15,99	10,95	49,45	3,40	50,31
Al ₂ O ₃	1,81	н.о.	1,53	0,11	4,850	3,24	2,53	0,19	1,23	0,06
FeO	85,68	45,29	80,21	44,89	79,28	77,71	83,15	44,72	93,70	44,30
MnO	0,27	3,75	0,72	4,99	0,21	0,25	0,48	5,07	0,24	4,42
MgO	0,16	0,20	0,004	0,01	0,06	0,04	0,20	0,06	н.о.	н.о.
CaO	0,50	0,02	0,53	0,23	0,18	0,14	0,12	0,11	0,11	0,23
Na ₂ O	0,72	н.о.	0,34	н.о.	0,20	0,17	0,05	н.о.	0,02	н.о.
K ₂ O	0,02	н.о.	0,07	н.о.	0,01	0,08	0,03	н.о.	0,05	0,04
Cr ₂ O ₃	н.о.	н.о.	0,20	н.о.	н.о.	0,10	0,38	н.о.	0,14	0,11
NiO	н.о.	0,35	н.о.	н.о.	0,19	0,48	0,08	н.о.	н.о.	0,17
CoO	0,30	н.о.	н.о.	н.о.	0,11	н.о.	0,05	0,08	0,07	0,18
Cl ₂ O	0,05	0,04	0	0,09	0,10	н.о.	0,10	0,02	0,02	0,02
V ₂ O ₅	1,89	0,19	1,86	0,19	1,50	1,61	1,53	0,19	0,45	н.о.
FeO	46,05		35,31		35,64	31,72	41,16		57,12	
Fe ₂ O ₃	44,05		49,89		48,50	51,11	46,66		40,65	

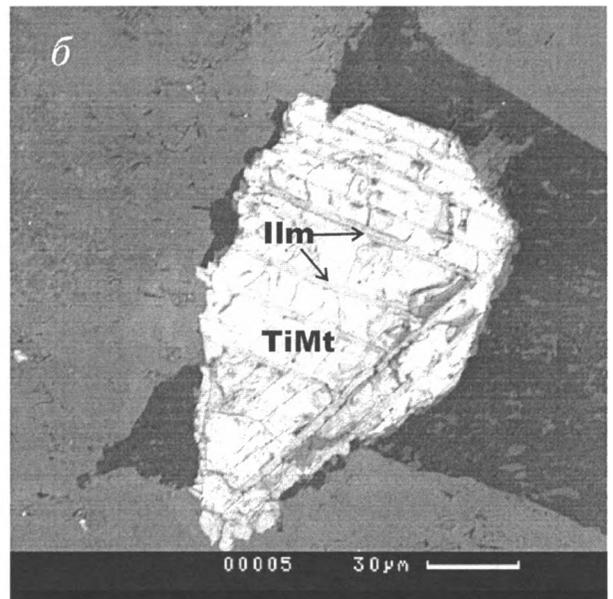
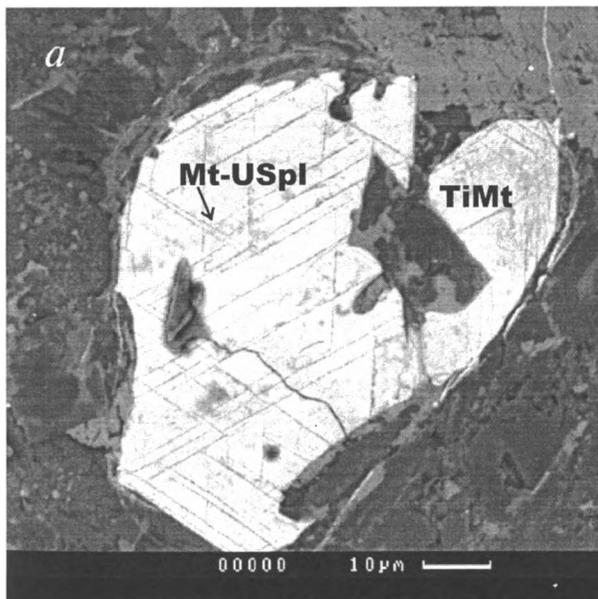


Рис. 7. Титаномагнетиты (TiMt)

а – со структурами распада магнетит-ульвошпинель (Mt-USpl) из бедного оливином пикродолерита (обр. Ni-44/00); б – со структурами “окислительного распада” титаномагнетит (TiMt) – ильменит (Ilm) из долерито-базальта (обр. Ni-54/00)

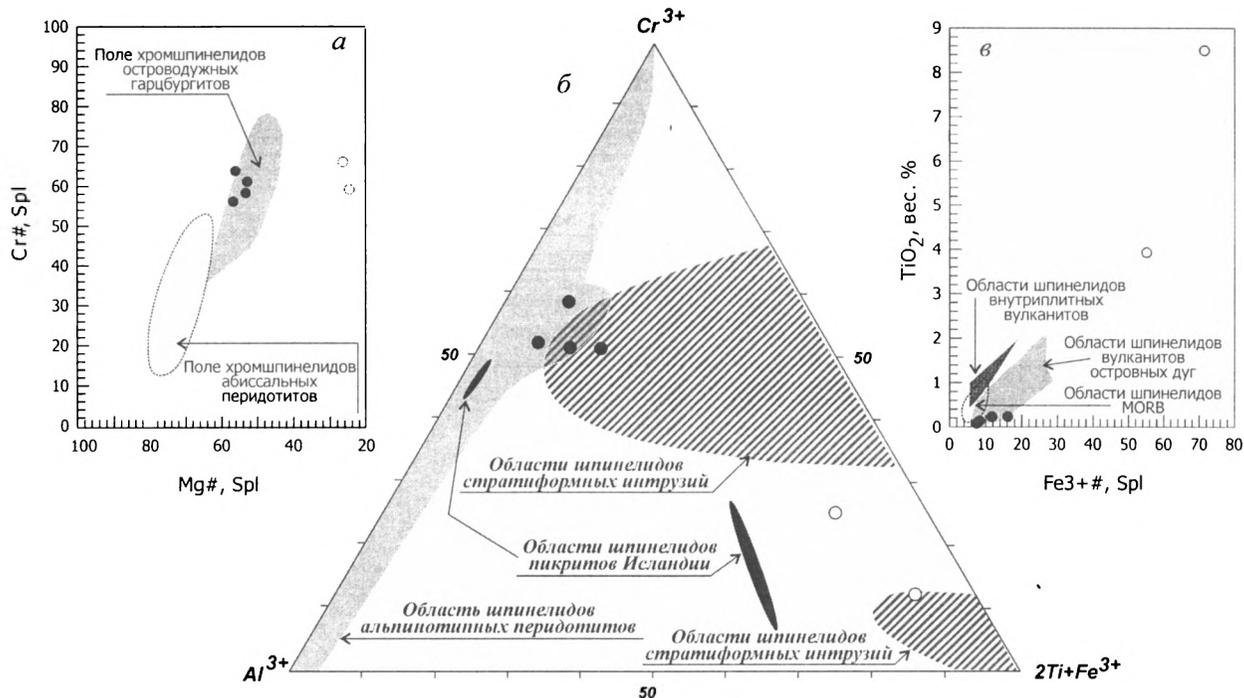


Рис. 8. Вариации составов хромшпинелей

a – магнезиальность $Mg\# = 100 \cdot Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+})$ – хромистость $Cr\# = 100 \cdot Cr^{3+} / (Cr^{3+} + Al^{3+})$ [Dick, Bullen, 1984];
b – $Al^{3+} - Cr^{3+} - 2Ti^{4+} + Fe^{3+}$; *в* – степень окисления железа $Fe^{3+\#} = 100 \cdot Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Al^{3+} + Cr^{3+}) - TiO_2$ [Arai, 1992] хромшпинелей пикродолеритов района горы Морошечная – мыса Хайрузово, демонстрирующие сходство составов изученных хромшпинелей центральных частей зерен (затитые символы) со шпинелидами альпинотипных перидотитов, в частности, островодужных гарцбургитов и вулканитов островных дуг, и хромшпинелей краевых зон (незатитые символы) – со шпинелидами, образующимися в результате фракционной кристаллизации базитового расплава

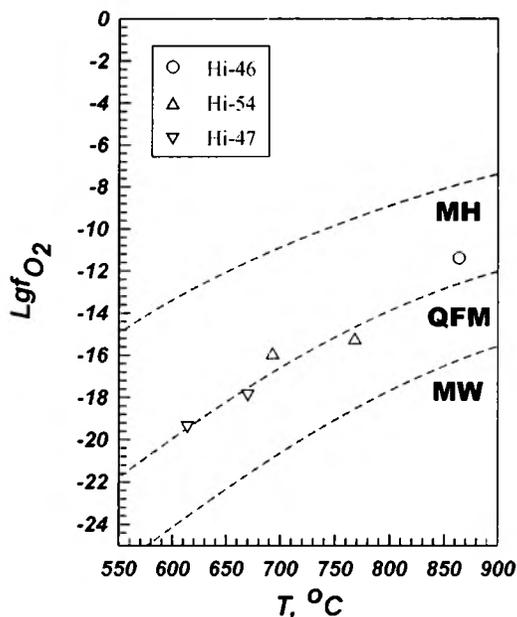


Рис. 9. Диаграмма температура кристаллизации (Т, °С) парагенезиса титаномагнетит–ильменит – летучесть кислорода (Lgf_{O_2})

Диаграмма демонстрирует кристаллизацию этих минеральных фаз в долерито-базальтах и в основной массе пикродолеритов и оливиновых долерито-базальтов в одних и тех же окислительно-восстановительных условиях, соответствующих QFM буферу. Расчеты температуры кристаллизации (Т, °С) и летучести кислорода (Lgf_{O_2}) проводились по алгоритму [Anderson, Lindsley, 1985]. Буферы: МН – магнетит-гематитовый, QFM – кварц-фаялит-магнетитовый, MW – магнетит-вюститовый

ритах Исландии (см. рис. 8б), где они в образуют микропорфировые зерна (составы минералов заимствованы из работы [Hansteen, 1991]). Если кристаллизация хромшпинелей происходила из недифференцированного родоначального расплава, то составы хромшпинелей из ядер близки к составам шпинелидов в источнике мантии, а расплавы пикритового состава образовывались в результате частичного плавления сильно деплетированных шпинелевых перидотитов, испытывавших высокую степень частичного плавления (>25%, оценки по методу [Jaques, Green, 1979]).

Хромшпинели внешних оторочек зерен по составу близки к шпинелидам, образующимся в результате фракционной кристаллизации основного расплава, что подтверждается положением фигуративных точек их составов вдоль оси $Cr^{3+} - (2Ti^{4+} + Fe^{3+})$ на диаграмме $Al^{3+} - Cr^{3+} - (2Ti^{4+} + Fe^{3+})$ (см. рис. 8б), а также согласуется с высокой степенью окисления железа ($Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Cr^{3+} + Al^{3+}) = 0,55 - 0,71 >> 0,07$). Интересно отметить, что низкомагнезиальные хромшпинелиды, близкие по составу к изученным, также были описаны в пикритах, например, вулканического океанического плато Онтонг Ява, где они присутствуют в основной массе (составы минералов заимствованы из работы [Ramsay et al., 1984]).

Титаномагнетиты с ламеллями ильменита, встречающиеся в и ультраосновных, и основных породах, однотипны, а вариации их состава являются функцией фугитивности кислорода в расплаве (рис. 9). Эти минералы не характерны для пикритов, однако обычны в породах основного состава. *Титаномагнетиты с ламеллями расплава твердого раствора магнетит-ульвошпинель* отмечены только в оливиновом долерито-базальте (обр. Нi-44/00).

ХАРАКТЕРИСТИКА ХИМИЗМА ПОРОД

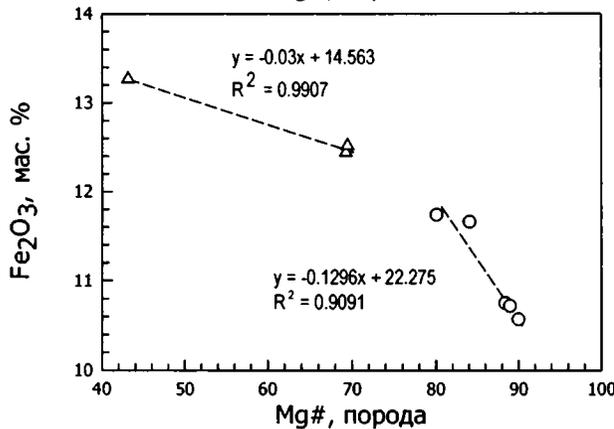
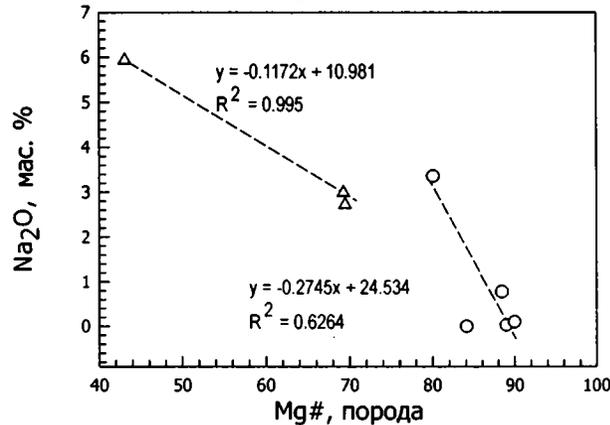
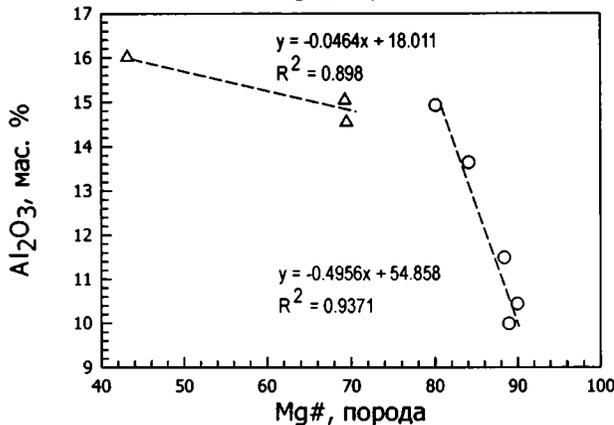
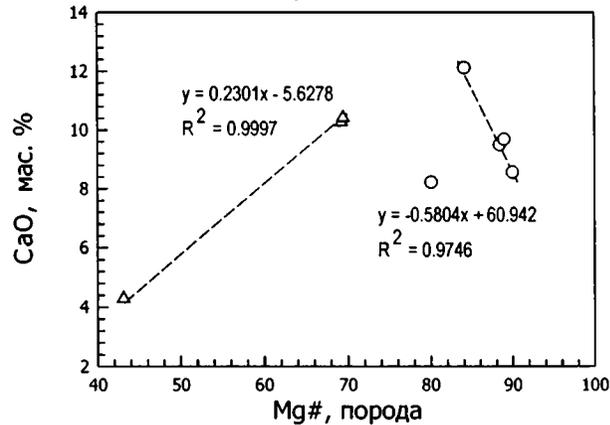
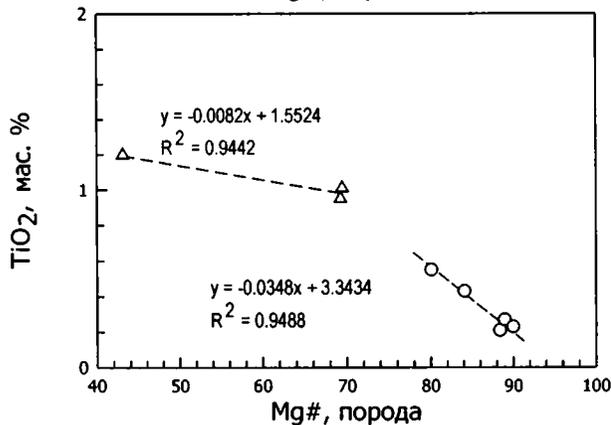
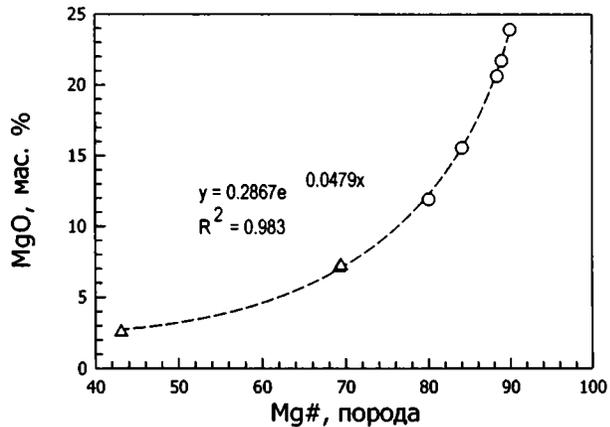
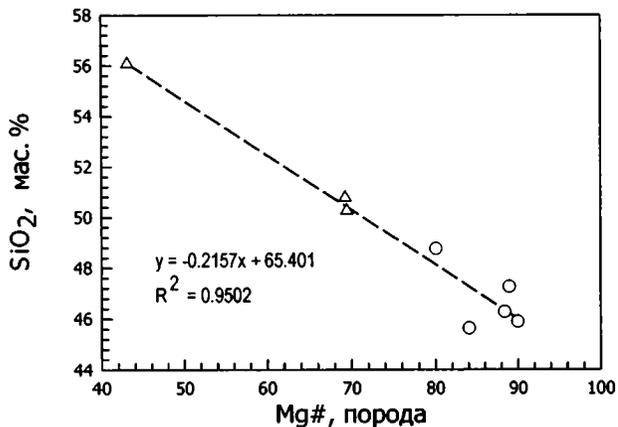
Содержания породообразующих и рассеянных элементов в валовых пробах приведены в таблице 6. Наличие хорошо выраженных корреляций породообразующих и рассеянных элементов в зависимости от кремнекислотности и от магнезиальности (рис. 10), а также идентичный

характер поведения элементов как в свежих, так и в сильно измененных разновидностях позволяет предполагать, что составы изученных пород близки к таковым в момент их образования, а вторичные преобразования не приводили к существенному перераспределению компонентов. Пикродолериты и оливиновые долерито-базальты, с одной стороны, и долерито-базальты, с другой, обнаруживают контрастные геохимические характеристики и по этой причине рассмотрены нами отдельно.

Пикродолериты и оливиновые долерито-базальты резко обогащены крупноинными (такими как Pb, Th, U, Rb, Ba, K и Sr) и деплетированы высокозарядными литофильными элементами (такими как Nb ($Nb/Nb^* = 0,34 - 0,77$), Ta ($Ta/Ta^* = 0,36 - 0,76$) и Zr)¹, что продемонстрировано на рисунке 11А. Иными словами, пикродолериты показывают признаки кристаллизации из расплава, отделившегося от источника мантии сходного с источником мантии в зонах надсубдукционной переработки. Вариации значений отношений Nb/Ta (16,77–20,51), Zr/Nb (14,79–37,07), Ba/Nb (22,19–197,07), Th/Nb (0,09–0,53) и соотношения $\epsilon_{Nd} - Th/Nd$ (рис. 12б) показывают, что пикродолериты и оливиновые долерито-базальты по этим характеристикам близки к вулканитам рифтовых долин задуговых бассейнов интраокеанических островных дуг, например, Идзу-Бонинской. Вместе с тем, по степени деплетированности легкими РЗЭ относительно тяжелых эти породы более похожи на вулканиты преддуговых бассейнов [Hochstaedter et al., 2001], в частности, на оливин-пироксен-плагиоклазовые бонинитоподобные гипабиссальные породы массива Бетс Ков (Ньюфаундленд, Канада) [Bédard, 1999].

Наиболее высокомагнезиальный образец пикродолерита (Нi-46/00) характеризуется высоким значением отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ ($\epsilon_{Nd} = +8,41$, см. рис. 12а, табл. 1), что свидетельствует в пользу образования этой породы из расплава, отделившегося от источника мантии, деплетированного

¹ $Nb/Nb^* = Nb_{PMN}/(Th \cdot La)^{0,5}$; $Ta/Ta^* = Ta_{PMN}/(Th \cdot La)^{0,5}$; $Eu/Eu^* = Eu_N/(Sm \cdot Gd)^{0,5}$. PMN – содержания элементов нормированы на примитивную мантию по [Hofmann, 1988]; N – содержания элементов нормированы на содержания того же элемента в хондрите [Sun, McDonough, 1989].



○ Пикродолериты и оливковые долерито-базальты
△ Долерито-базальты

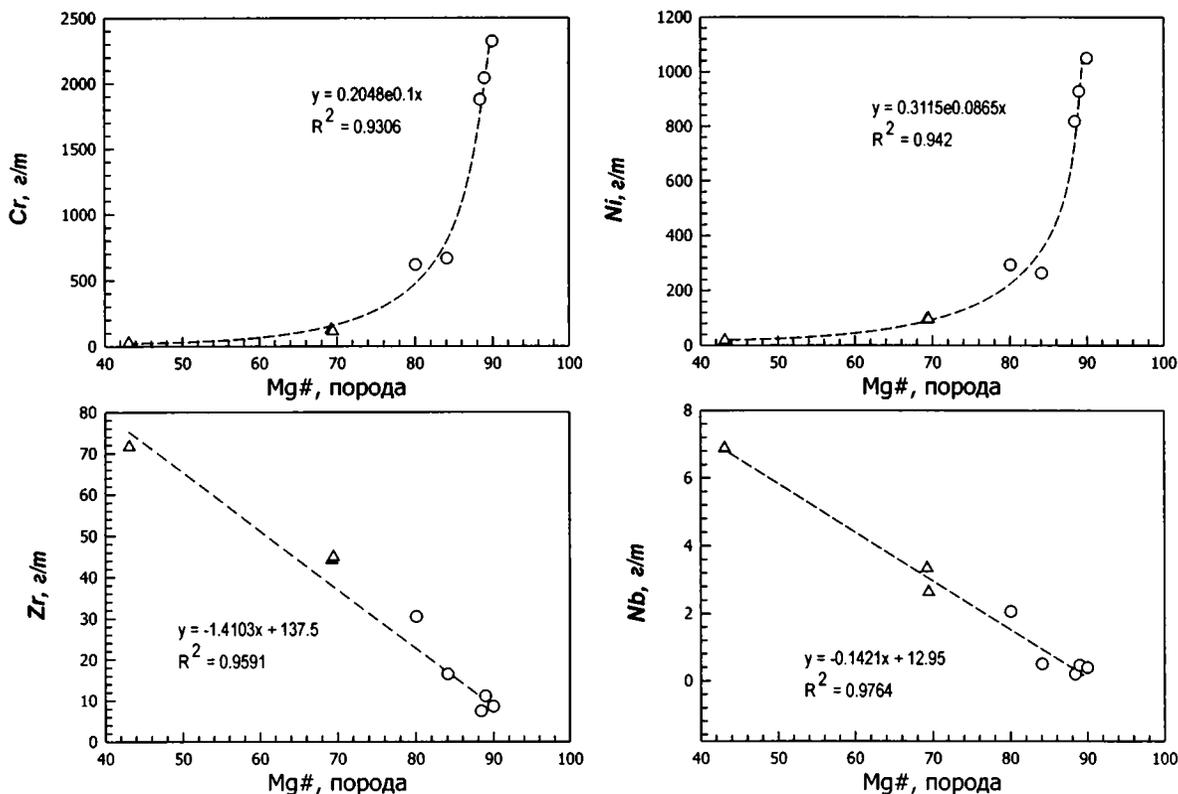


Рис. 10. Диаграммы Харкера

Диаграммы показывают вариации породообразующих элементов и некоторых редких элементов от магнетиальности пород ($\text{Mg\# породы} = 100 \cdot \text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+}\text{общ.})$) для пикродолеритов, оливиновых долерито-базальтов и долерито-базальтов района горы Морошечная – мыса Хайрюзова. Анализ приведенных диаграмм позволяет предполагать образование долерито-базальтов вслед за пикродолеритами и оливиновыми долерито-базальтами как результат фракционной кристаллизации одной порции расплава. Не касаясь вариаций всех элементов, в подтверждение данного вывода приведем лишь один частный пример: снижение скорости роста концентраций Al_2O_3 при одновременном падении содержаний CaO по мере уменьшения магнетиальности долерито-базальтов указывает на удаление из кристаллизующейся магмы кальциевого плагиоклаза, который в основных породах образует зональные порфиновые кристаллы. При этом различия в поведении глинозема и кальция, очевидно, связаны с кристаллизацией из расплава, наряду с плагиоклазом, клинопироксенов

некогерентными элементами до начала плавления, приведшего к образованию этого расплава. Этот параметр сближает пикродолериты с пикритами о-ва Горгона (фрагментами Карибского вулканического океанического плато) и Исландского аномального сегмента Срединно-Атлантического хребта [Révillon et al., 1999], а также с вулканитами рифтовых долин задуговых бассейнов [Hochstaedter et al., 2001]. На диаграмме $\text{Th/Nd}-\epsilon_{\text{Nd}}$ (см. рис. 126) наиболее высокомагнетиальный пикродолерит располагается вдоль расчетного тренда, типичного для вулканитов – про-

дуктов кристаллизации расплавов мантийного происхождения, состав которых был модифицирован вследствие взаимодействия с флюидом, источником которого служили осадочные породы. Образец оливинового долерито-базальта (Ni-44/00) с наименьшим содержанием кумулятивного оливина характеризуется существенно более низкой величиной $\epsilon_{\text{Nd}} = +2,87$. Соотношение $\text{Th/Nd}-\epsilon_{\text{Nd}}$ указывает на кристаллизацию данной породы из мантийного расплава, содержащего примесь расплава, образующегося в результате частичного плавления осадков. Эти данные по-

Таблица 6

Содержания породообразующих (мас. %) и рассеянных элементов (г/т)
в пикритах и долерито-базальтах района горы Морошечная – мыса Хайрюзова

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма
<i>Долерито-базальты</i>												
Hi-47/00	55,24	1,18	15,77	13,07	0,18	2,50	4,23	5,84	0,29	0,20	1,49	99,99
Hi-51/00	49,06	0,92	14,53	12,02	0,18	6,84	9,91	2,89	0,15	0,13	3,45	100,08
Hi-53/00	49,21	0,99	14,25	12,26	0,18	7,04	10,20	2,66	0,97	0,15	2,14	100,05
<i>Пикриты и оливиновые долерито-базальты</i>												
Hi-44/00	45,90	0,52	14,05	11,05	0,18	11,19	7,74	3,16	0,25	0,09	5,88	100,01
Hi-21/00	42,64	0,40	12,75	10,90	0,18	14,53	11,33	0,00	0,61	0,11	6,73	100,18
Hi-50/00	44,57	0,20	11,07	10,36	0,17	19,87	9,15	0,75	0,12	0,07	3,77	100,1
Hi-22/00	45,10	0,26	9,53	10,23	0,16	20,72	9,24	0,03	0,08	0,07	4,72	100,14
Hi-46/00	44,44	0,22	10,11	10,24	0,17	23,15	8,29	0,10	0,05	0,08	3,17	100,02

	Sc	V	Ti	Co	Ni	Cr	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	Hf	Ta	Pb
<i>Долерито-базальты</i>															
Hi-47/00	26,87	85,60	1,14	23,36	18	26	2,11	70,55	40,69	71,62	6,88	36,54	2,27	0,32	0,19
Hi-51/00	42,79	224,67	0,90	39,02	94	126	0,96	78,19	24,68	44,24	3,34	27,88	1,41	0,16	0,44
Hi-53/00	45,19	340,57	0,98	46,86	96	114	5,85	177,39	21,32	44,95	2,63	42,75	1,42	0,13	0,33
<i>Пикриты и оливиновые долерито-базальты</i>															
Hi-44/00	41,87	270,58	0,52	55,94	293	618	2,18	200,41	20,14	30,51	2,06	406,54	0,92	0,10	0,47
Hi-21/00	51,19	276,93	0,41	58,45	263	666	6,01	39,27	18,59	16,51	0,50	43,11	0,56	0,03	0,41
Hi-50/00	36,23	166,98	0,20	77,29	818	1876	1,61	32,78	12,84	7,49	0,20	23,26	0,27	0,01	0,44
Hi-22/00	31,65	162,61	0,26	79,38	928	2040	1,11	8,70	11,11	11,16	0,46	10,26	0,36	0,03	0,22
Hi-46/00	33,85	158,85	0,22	86,30	1050	2322	1,57	33,00	12,24	8,64	0,39	14,36	0,29	0,02	0,25

	Th	U	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
<i>Долерито-базальты</i>																
Hi-47/00	0,24	0,08	5,51	15,44	2,60	13,32	4,48	1,67	5,82	1,01	6,91	1,48	4,16	0,62	4,03	0,66
Hi-51/00	0,15	0,04	2,98	8,26	1,34	6,94	2,41	0,98	3,32	0,58	4,01	0,88	2,49	0,37	2,42	0,40
Hi-53/00	0,19	0,06	2,57	6,94	1,15	6,16	2,14	0,86	2,91	0,52	3,55	0,78	2,24	0,34	2,22	0,37
<i>Пикриты и оливиновые долерито-базальты</i>																
Hi-44/00	0,18	0,05	1,86	4,46	0,67	3,38	1,19	0,50	2,06	0,40	3,06	0,72	2,16	0,34	2,29	0,38
Hi-21/00	0,14	0,05	0,58	1,50	0,26	1,59	0,82	0,41	1,65	0,35	2,72	0,66	1,98	0,32	2,19	0,36
Hi-50/00	0,11	0,03	0,42	0,94	0,13	0,71	0,40	0,22	0,99	0,23	1,82	0,45	1,36	0,22	1,47	0,25
Hi-22/00	0,09	0,04	0,52	1,31	0,19	1,01	0,52	0,27	1,05	0,21	1,69	0,40	1,21	0,19	1,27	0,22
Hi-46/00	0,05	0,02	0,31	0,80	0,13	0,73	0,41	0,22	0,95	0,21	1,69	0,42	1,28	0,20	1,38	0,23

Содержания породообразующих и рассеянных элементов, соответственно, определялись методами XRF и ICP-MS в лабораториях Объединенного Института геологии, геофизики и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) и ИМГРЭ (г. Москва) с использованием стандартных методик пробоподготовки и анализа.

звонят предполагать, что расплавы мантийного происхождения были преобразованы в результате ассимиляции/контаминации осадков.

Долерито-базальты обнаруживают низкие значения LILE/HFSE отношений, слабо выраженные положительные аномалии Nb ($Nb/Nb^*=1,22-1,47$) и Ta ($Ta/Ta^*=1,08-1,25$) и относительное

деплемирование Th, U и Zr, Hf (см. рис. 11Б). РЗЭ характеризуются 10–30-кратным обогащением относительно хондрита и нефракционированным распределением РЗЭ ($(La/Yb)_N=0,83-0,98$, $Eu/Eu^*=1,00-1,06$)¹ (см. рис. 11Б). Подобный характер спектров РЗЭ интерпретируется как свидетельство присутствия в источнике расплава

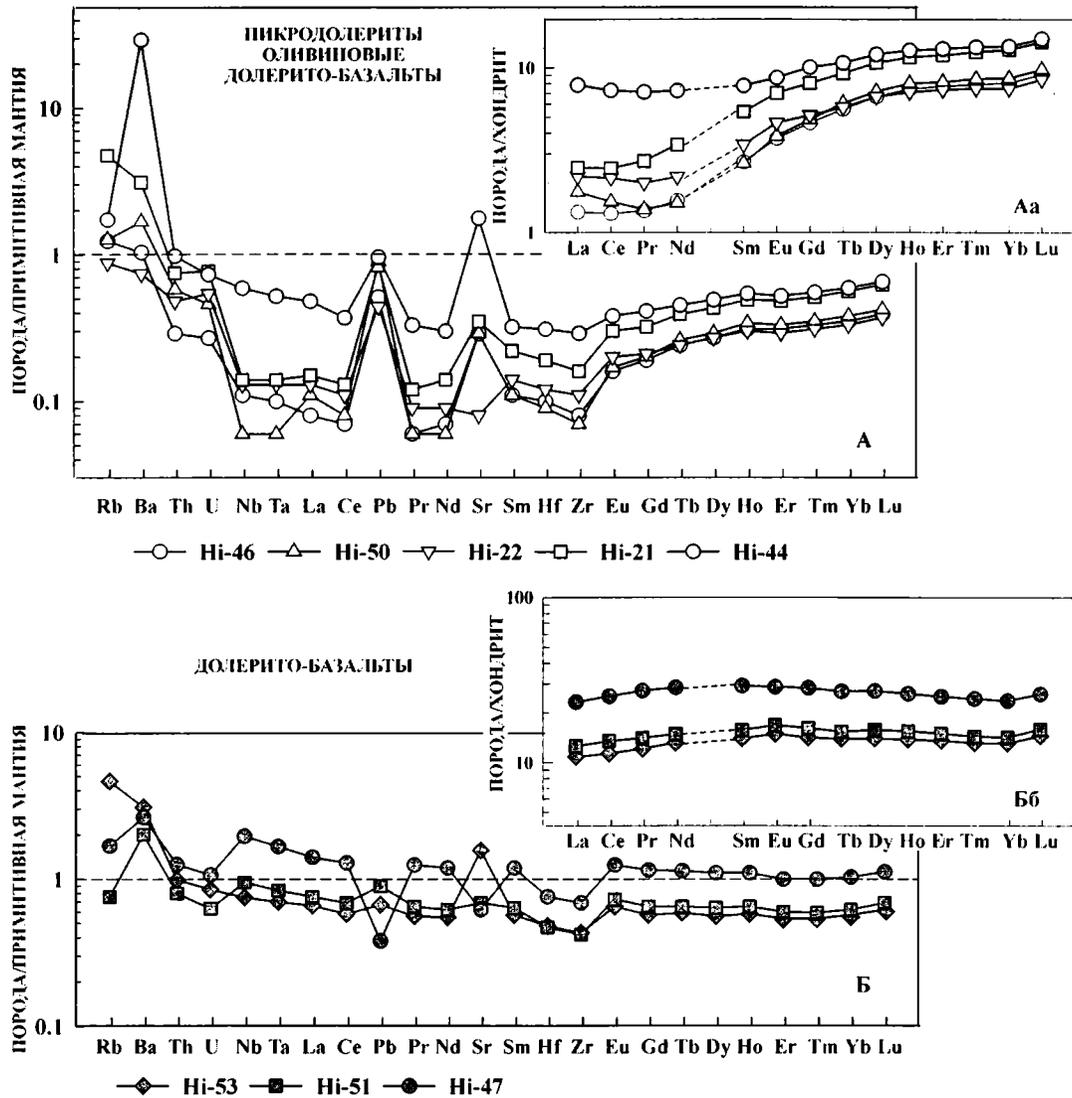


Рис. 11. Многоэлементные диаграммы нормированные по составу примитивной мантии [Hofmann, 1988] и спектры распределения РЗЭ, нормированные по составу хондрита C1 [Sun, McDonough, 1989], в породах района горы Морошечная – мыса Хайрюзово

Незатитые символы – пикродолериты богатые кумулятивными оливинами и хромшпинелями, символы светло-серого цвета – оливиновые долерито-базальты с умеренными и низкими содержаниями кумулятивных оливина и хромшпинели, символы темно-серого цвета – долерито-базальты

клинопироксена [Révillon et al., 1999]. Низкие значения Th/Yb и Ta/Yb отношений и соотношения Ta, Hf и Th сближают их с толеитами спрединговых центров океанов (MORB). Вместе с тем, низкие значения $(La/Nb)_{PMN}$ (0,81–0,98) отношений, повышенные значения Nb/Y (0,12–0,17) при умеренных величинах Zr/Y (1,76–2,11) отноше-

ний, соотношение величины $\epsilon_{Nd}=6,31$ и $(Nb/Zr)_{PMN}=1,51$ (см. рис. 12a), а также нефракционированный характер распределения легких РЗЭ при высоком уровне накопления всех лантаноидов, превышающем таковой в MORB, свидетельствуют об их сходстве с магматическими породами верхнемантийных плюмовых ассоциаций

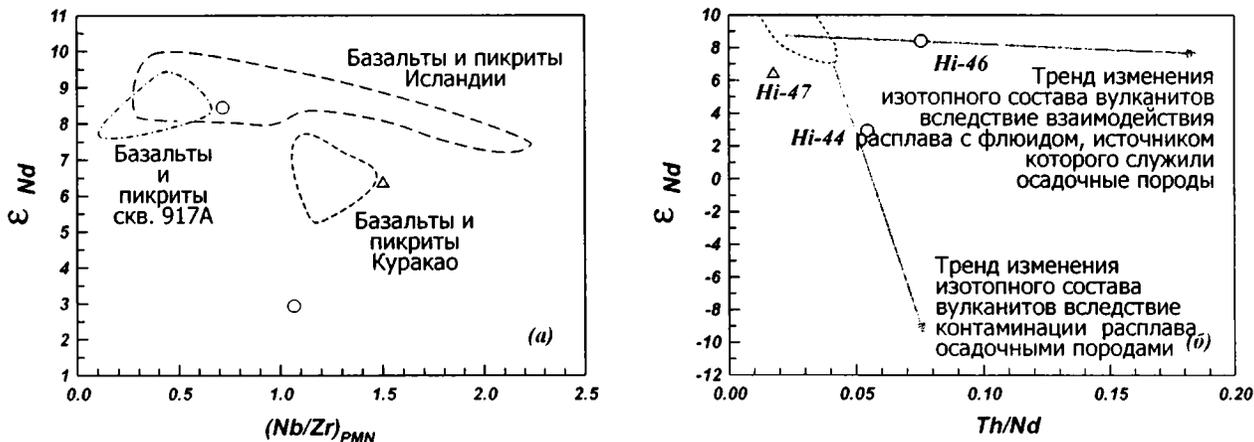


Рис. 12. Сходство изученных пород с породами других геодинамических обстановок

а – диаграмма $\epsilon_{Nd}-(Nb/Zr)_{PMN}$, демонстрирующая сходство пикродолеритов, оливиновых долерито-базальтов и долерито-базальтов с пикритами и базальтами Исландии аномального (плюмового) сегмента Срединно-Атлантического хребта и Куракао – фрагмента Карибского вулканического океанического плато (поля из работы [Révillon et al., 1999]). Серым цветом показаны поля пикритов, белым – поля базальтов;

б – диаграмма $\epsilon_{Nd}-Th/Nd$, демонстрирующая сходство изученных пород с вулканитами надсубдукционной природы и принципиальную возможность смещения изотопного состава пикродолеритов вследствие взаимодействия кристаллизующейся магмы с флюидом, источником которого служили осадочные породы (для обр. Hi-46/00) и контаминации осадочными породами (для обр. Hi-44/00). Серое поле – область расплавов надсубдукционных вулканистов, не претерпевших, по крайней мере, сколь либо существенного преобразования вследствие их взаимодействия с флюидами и расплавами, источником которых служили осадки. Поля и тренды заимствованы из работы [Hochstaedter et al., 2001]

[Kerr et al., 2000; Révillon et al., 1999], например, Исландии.

РОДОЧАЛЬНЫЕ РАСПЛАВЫ И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ В КОРОВОМ РЕЗЕРВУАРЕ

Вариации химизма подавляющего большинства интрузивных и вулканических пород определяются сочетанием двух факторов: составом родоначального расплава и его преобразованием в коровом магматическом резервуаре или серии резервуаров разной глубинности вследствие протекания различных процессов (таких, как фракционная кристаллизация, ассимиляция, контаминация, смешение типа расплав–расплав, твердые фазы – расплав и т.д.).

Процессы, контролировавшие образование пород в коровом очаге. Анализ структурно-текстурных особенностей пикродолеритов,

оливиновых долерито-базальтов и долерито-базальтов, морфология и взаимоотношения минералов (находки включений хромшпинели в оливинах в пикродолеритах; наличие пойкилитовых вкрапленников плагиоклазов и титаномагнетитов в промежуточных зонах и внешних оторочках клинопироксенов (см. рис. 7) в долерито-базальтах и в основной массе пикродолеритов и оливиновых долерито-базальтов) в сочетании с данными по химизму минералов свидетельствуют о:

(а) сосуществовании в пикродолеритах и оливиновых долерито-базальтах двух минеральных ассоциаций:

- ассоциации кумулятивных оливинов и хромшпинелей, образующих порфиридные вкрапленники и сростания,
- ассоциации клинопироксенов, плагиоклазов (лабрадор, андезин) и титаномагнетитов, слагающих основную массу пород;

(б) кристаллизации кумулятивных оливинов и хромшпинелей в пикродолеритах из примитив-

ного пикритового расплава, отвечающего или близкого к родоначальному;

(в) кристаллизации долерито-базальтов и минералов основной массы пикродолеритов и оливиновых долерито-базальтов из толеитового расплава;

(г) сходной направленности кристаллизации долерито-базальтов и основной массы пикродолеритов и оливиновых долерито-базальтов, выражающейся в появлении толеитового тренда на заключительных стадиях кристаллизации пород. Выделение минеральных фаз в основной массе пикродолеритов и оливиновых долерито-базальтах происходило в следующем порядке: авгиты (ядра и промежуточные зоны кристаллов)/ферроавгиты (внешние оторочки кристаллов) + плагиоклазы + титаномагнетиты → обедненные и бедные кальцием авгиты/магнезиальные пижониты (основная масса матрикса) + плагиоклазы + титаномагнетиты. В долерито-базальтах зафиксирована следующая последовательность выделения минералов: авгиты (ядра и промежуточные зоны кристаллов) → ферроавгиты/ферропижониты (внешние оторочки кристаллов) + плагиоклазы + титаномагнетиты.

Анализ петрографических и минералогических данных порождает два вопроса: (1) Являются ли минералы кумулуса и основной массы пикродолеритов и оливиновых долерито-базальтов производными одного родоначального расплава или нет? (2) Являются ли долерито-базальты и основная масса пикродолеритов и оливиновых долерито-базальтов продуктами кристаллизации одного толеитового расплава или нет?

В изученных породах вариации большинства пороодообразующих и рассеянных элементов, показанные на диаграммах Харкера как функция магнезиальности, позволяют интерпретировать появление долерито-базальтов вслед за пикродолеритами и оливиновыми долерито-базальтами как результат фракционной кристаллизации одной порции расплава (см. рис. 10 и пояснения к нему). Вместе с тем фигуративные точки составов пикродолеритов и оливиновых долерито-базальтов наилучшим образом могут быть аппроксимированы линейными зависимостями, типичными для пород, являющихся результатом смешения продуктов кристаллизации разных

порций расплавов [например, Neves, Vouchez, 1995] и не характерными для образований, возникших при фракционировании расплава. Принимая во внимание минералогические данные, свидетельствующие об идентичности составов авгитов ядер зональных кристаллов клинопироксенов (см. рис. 4, 5) в образцах пикродолеритов и оливиновых долерито-базальтов с высокими (обр. Ni-46/00: 23,15 мас. % MgO) и умеренными (обр. Ni-44/00: 11,19 мас. % MgO) содержаниями магния, можно предполагать образование пикродолеритов и оливиновых долерито-базальтов вследствие смешения продуктов кристаллизации пикритовой магмы и толеитового расплава, не связанных процессом фракционной кристаллизации.

Структурно-текстурные особенности долерито-базальтов и основной массы пикродолеритов и оливиновых долерито-базальтов указывают на сходные условия их кристаллизации. Это подтверждают оценки логарифма летучести кислорода и температур по титаномагнетит-ильменитовому оксидометру [Anderson, Lindsley, 1985], которые показали, что:

- величины fO_2 составляют $10^{-11,4}$ в пикродолеритах и постепенно снижаются до $10^{-15,3}$ и $10^{-19,5}$ в оливиновых долерито-базальтах и долерито-базальтах по мере падения температуры кристаллизации титаномагнетита и ильменита с $870-855^\circ\text{C}$ до $770-615^\circ\text{C}$ (см. рис. 9);

- кристаллизация наиболее поздних минеральных ассоциаций долерито-базальтов и основной массы пикродолеритов и оливиновых долерито-базальтов, происходила в одних и тех же окислительно-восстановительных условиях, соответствующих QFM (кварц-фаялит-магнетитовому) буферу.

Это позволяет предполагать образование долерито-базальтов и основной массы пикродолеритов и оливиновых долерито-базальтов в результате фракционной кристаллизации одного и того же родоначального расплава, испытавшего преобразование в результате фракционной кристаллизации, что согласуется с закономерностями изменения химизма клинопироксенов пикродолеритов, оливиновых долерито-базальтов и долерито-базальтов. Кроме того, как отмечалось в предыдущем разделе, фракционная кристаллиза-

ция была осложнена ассимиляцией/контаминацией корового материала.

Таким образом,

(1) пикродолериты и оливиновые долерито-базальты являются продуктами кристаллизации двух исходных расплавов – пикритового и толеитового;

(2) основными факторами, контролировавшими химизм изученных пород в коровом магматическом резервуаре были:

- фракционная кристаллизация, приведшая к образованию ассоциации кумулятивных оливина и хромшпинели на стадии эволюции пикритового расплава и долерито-базальтов и основной массы пикродолеритов и оливиновых долерито-базальтов из толеитового расплава;

- смешение магм пикритового и толеитового составов, приведшее к появлению пикродолеритов и оливиновых долерито-базальтов;

- ассимиляция/контаминация корового материала, осложнявшая процесс фракционирования на поздних стадиях образования пикродолеритов и оливиновых долерито-базальтов и кристаллизация долерито-базальтов.

Источник пикритового расплава. Составы оливина и хромшпинелей свидетельствуют об их кристаллизации из пикритового расплава, возникшего в результате частичного плавления сильно деплетированных шпинелевых перидотитов, испытавших высокую степень частичного плавления (>25%, оценки по методу [Jaques, Green 1979]). Сходство составов хромшпинелей пикродолеритов со шпинелидами мантийных шпинелевых гарцбургитов островных дуг позволяет предполагать, что пикритовый расплав отделялся от источника, деплетированного высоkozарядными и обогащенного крупноионными литофильными элементами, т.е. от мантийного источника, сходного с источниками расплавов надсубдукционных обстановок. Изотопные характеристики пикродолеритов и оливиновых долерито-базальтов указывают на преобразование источника мантии до начала его плавления.

Источник толеитового расплава. Характер спектров РЗЭ (см. рис. 11Бб) и литофильных элементов на спайдер-диаграммах (см. рис. 11Б) указывают на отделение толеитового расплава от источника мантии, отличавшегося от источ-

ника пикритового расплава. Уровень накопления РЗЭ (10–30 хондритовых норм) в долерито-базальтах и характер спектров РЗЭ свидетельствуют об отделении толеитового расплава от мантийного перидотита, содержащего реститовый клинопироксен.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ, ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ

Пикродолериты, оливиновые долерито-базальты и долерито-базальты, кристаллизовавшиеся из родоначальных расплавов мантийного происхождения, обнаруживают двойственные петролого-геохимические характеристики. Пикродолериты и оливиновые долерито-базальты по одним параметрам схожи с продуктами кристаллизации пикритовых расплавов характерных для вулканических океанических плато и аномальных сегментов срединно-океанических хребтов, по другим характеристикам – сопоставимы с производными базальтовых и бонинитовых расплавов типичных, соответственно, для задуговых и преддуговых бассейнов. Долерито-базальты обнаруживают сродство с MORB и вулканитами верхнемантийных плюмовых ассоциаций.

Анализ минералогических и петролого-геохимических данных показывает, что для геодинамических интерпретаций принципиальное значение имеют только следующие выводы:

(а) наличие в пикродолеритах и оливиновых долерито-базальтах кумулятивных оливина и хромшпинели, составы которых свидетельствуют в пользу их кристаллизации из пикритового расплава в интервале температур 1400–1380°C – ~1320–1280°C;

(б) образование пикритового расплава в результате высокой степени частичного плавления мантийного шпинелевого перидотита, деплетированного высоkozарядными и обогащенного крупноионными литофильными элементами;

(в) наличие индикаторов, свидетельствующих в пользу преобразования шпинелевого перидотита в надсубдукционной обстановке до начала

плавления, приведшего к образованию пикритового расплава;

(г) кристаллизация долерито-базальтов и основной массы пикродолеритов и оливиновых долерито-базальтов из толеитового расплава, сходного с толеитами верхнемантийных плюмовых ассоциаций, и отсутствие в долерито-базальтах так называемой “субдукционной” компоненты.

Остальные характеристики пород не принципиальны для геодинамических интерпретаций, поскольку они несут информацию о процессах, протекавших в коровом резервуаре и приведших к появлению двойственности петролого-геохимических характеристик.

Появление исходного расплава пикритового состава с характеристиками, типичными для лав надсубдукционного происхождения, по-видимому, связано с особенностями состава мантийного источника до начала его плавления и отражает наличие геотермической аномалии. Появление геотермических аномалий, вызывающих плавление сильно деплетированных мантийных перидотитов, связывают (1) с субдукцией молодой разогретой литосферной плиты или же спредингового центра [Crawford et al., 1989; Pearce et al., 1992; Taylor et al., 1994]; и/или (2) с влиянием мантийного плюма [Macpherson, Hall, 2001].

Принимая во внимание отсутствие в изученной ассоциации пород, образование которых традиционно связывают с субдукцией молодой разогретой океанической литосферы (адакиты, бониниты), а также отсутствие в преддуговых бассейнах и осевой зоне островодужных вулканических построек пикритов, можно предполагать, что образование комплекса пикродолеритов, оливиновых долерито-базальтов и долерито-базальтов из района горы Морошечная – мыс Хайрузово происходило в одной из двух геодинамических обстановок:

(1) в пределах аномального (плюмового) сегмента задугового или интрадугового бассейна; или же

(2) в пределах аномального (плюмового) сегмента срединно-океанического хребта, возникшего в пределах участка, ранее вовлеченного в субдукционные процессы.

Авторы работы отдают предпочтение первой интерпретации.

ВЫВОДЫ

1. Пикродолериты и оливиновые долерито-базальты представляют собой результат смешения пикритовой магмы и толеитового расплава, имеющих мантийное происхождение и претерпевших преобразование в коровом магматическом резервуаре вследствие фракционной кристаллизации и ассимиляции/контаминации осадочных пород. Продукты кристаллизации пикритового расплава представлены кумулятивными оливинами и ассоциирующими с ними хромшпинелями, образующими порфиры вкрапленники и сростания; толеитового – клинопироксенами, плагиоклазами и титаномagnetитами, слагающими основную массу пикродолеритов. Долерито-базальты несут признаки кристаллизации из толеитового расплава, предположительно того же состава, что и расплав, исходный для основной массы пикродолеритов и оливиновых долерито-базальтов.

2. Петролого-геохимические и изотопные характеристики пикродолеритов и оливиновых долерито-базальтов в сочетании с составами оливинов и хромшпинелидов свидетельствуют в пользу образования пикритового расплава в результате высокой (>25%) степени частичного плавления шпинелевого перидотита, сильно деплетированного высокозарядными и обогащенного крупноионными литофильными элементами до начала плавления, приведшего к образованию этого расплава. Толеитовый расплав, по-видимому, возник при плавлении иного источника мантии, не подвергнувшегося переработке в надсубдукционной обстановке, содержащего клинопироксен и сходного с источниками расплавов толеитов в пределах аномальных сегментов срединно-океанических хребтов.

3. Сочетание, с одной стороны, признаков отделения пикритового расплава от источника мантии сходного с таковым в зонах надсубдукционной переработки, а именно в областях спрединга/рифтогенеза задугового/интрадугового бассейна, и, с другой стороны, необходимости привлечения для генерации пикритового расплава высокого геотермического градиента, предположительно обусловленного влиянием верхнемантийного плюма, на влияние которого может ука-

зывать присутствие толеитов, типичных для верхнемантийных плюмовых ассоциаций, позволяет предполагать, что пикродолериты, и оливиновые долерито-базальты и долерито-базальты Западной Камчатки маркирует специфическую геодинамическую ситуацию в пределах задугового/интрадугового бассейна, а именно наличие аномального (плюмового) сегмента в области спрединговой/рифтовой долины.

* * *

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проекты № 01-05-64019, рук.

Г.В. Леднева и № 04-05-64025, рук. Н.И. Филатова). Авторы статьи выражают признательность сотрудникам полевого отряда Института литосферы окраинных и внутренних морей РАН, помогавшим в организации полевых работ 2000 года на Западной Камчатке и сборе геологического и каменного материала. Неоценимую помощь при проведении аналитических исследований оказали Т.Б. Баянова, В.С. Богатов, Д.З. Журавлев и Н.Н. Каротаева. Авторы статьи благодарны С.А. Паланджяну за конструктивную критику и полезные советы, позволившие существенно улучшить работу.

ЛИТЕРАТУРА

- Богданов Н.А., Соловьев А.В., Леднева Г.В., Палечек Т.Н., Ландер А.В., Гарвер Дж.И., Вержбицкий В.Е., Курилов Д.В.* Строение меловой аккреционной призмы хребта Омгон (Западная Камчатка) // Геотектоника. 2003. №4. С.1-13.
- Богданов Н.А., Чехович В.Д.* О коллизии Западно-Камчаткой и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. №1. С.72-85.
- Вишневская В.С., Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е.* Бореальные радиоларии средней юры – раннего мела Охотоморского побережья Камчатки // Тихоокеанская геология. 1998. Т.17. №3. С.22-35.
- Гоголь О.В., Шерстеникова О.Г., Деленицин А.А., Дьяков Н.С.* Sm-Nd возраст датирования на FINIGAN-MAT 262 // Тезисы докл. I Российской конф. по изотопной геохронологии “Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты”, Москва 15–17 ноября 2000. С.115-116.
- Голдырев А.Е.* Новые данные о составе терригенных толщ верхнего мела и эоцена–олигоцена Западной Камчатки (район хребта горы Моршечной) // Современные вопросы геотектоники. Сборник научных трудов. М.: Научный мир, 2001. С.136-138.
- Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и Южной Корякии. Тектоническая и геофизическая интерпретация. М.: Научный мир, 2003. 256 с.
- Коваль П.А.* Геологическая карта СССР. Западно-Камчатская серия. Лист О-57-XXXI, О-56-XXXVI. Л.: ВСЕГЕИ, 1964.
- Леднева Г.В.* Петрология и геохимия верхнемеловых магматических комплексов Западной Камчатки // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Т.2. Петрология, геохимия, минералогия, геология месторождений полезных ископаемых, геоэкология. М.: ООО “Связь-принт”, 2002. С.131-133.
- Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2500000. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. Богданов Н.А., Хаин В.Е. – отв. ред. 193 с.
- Палечек Т.Н., Барабошкин Е.Ю., Соловьев А.В.* Новые данные о нижнемеловых отложениях Западной Камчатки (мыс Хайрюзово) // Современные вопросы геотектоники. Сборник научных трудов. М.: Научный мир, 2001. С.159-161
- Патнис А., Мак-Конелл Дж.* Основные черты поведения минералов. М.: Мир, 1983. 304 с.

- Сингаевский Г.П.* Геологическая карта СССР. Западно-Камчатская серия. Лист О-57-XXV. Л.: ВСЕГЕИ, 1965.
- Шапиро М.Н.* Позднемеловая Ачайваям-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. №1. С.58-70.
- Anderson D.J., Lindsley D.H.* New (and final) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer // EOS Transactions. 1985. V.66. P.416.
- Arai S.* Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry // Mineral. Magazine. 1992. V.56. P.173-184.
- Bédard J.H.* Petrogenesis of boninites from the Betts Cove ophiolite, Newfoundland, Canada: identification of subduction zone component // J. Petrology. 1999. V.40. P.1853-1889.
- Brey G.P., Köhler T.P.* Geothermometry in four-phase lherzolites II. New thermometers and practical assessment of existing thermometers // J. Petrology. 1990. V.31. P.1353-1378.
- Crawford A.J., Falloon T.J., Green D.H.* Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites // Boninites. A.J. Crawford – ed. London: Unwin Hyman, 1989. P.1-49.
- Danyushevsky L. V., Sobolev A. V., Falloon T. J.* North Tongan high-Ca boninite petrogenesis: the role of Samoan plume and subduction-transform fault transition // J. Geodynamics. 1995. V. 20. P.219-241.
- Dick H.J.B., Bullen T.* Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 86. P.54-76.
- Echeverria L.M., Aitken B.G.* Pyroclastic rocks: another manifestation of ultramafic volcanism on Gorgona Island, Colombia // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V.92. P.428-436.
- Falloon T. J., Green D. H., McCulloch M. T.* Petrogenesis of high-Mg and associated lavas from the North Tonga trench // Boninites and related rocks. F.J. Crawford – ed. London: Unwin Hyman, 1989. P.357-395
- Gaetani G. A., and Watson E.B.* Open system behavior of olivine-hosted melt inclusions // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V.183. P.27-41.
- Goldstein S.J., Jacobson S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended materials: implication for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V.87. P.249-265.
- Hansteen T. H.* Multi-stage evolution of the picritic Maelifell rocks, SW Iceland: Constraints from mineralogy and inclusions of glass and fluid in olivine // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V.109. P.225-239.
- Hochstaedter A., Gill J., Broughton P.R., Holden P.* Across-arc geochemical trends in the Izu-Bonin arc: Contributions from the subducting slab // Geochemistry. Geophysics. Geosystems. 2001. V.2. 44 p.
- Hofmann A.W.* Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V.90. P.297-314.
- Jacobson S.B., Wasserburg G.J.* Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P.137-150.
- Jaques A.L., Green D.H.* Anhydrous melting of peridotite at 0–15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. V.73. P.287-310.
- Kerr A.C., White R.V., Saunders A.D.* LIP Reading: recognizing oceanic plateaux in the geological record // J. Petrol. 2000. V.41. P.1041-1056.
- Larsson D., Grunvold K., Oskarsson N., Gunnlaugsson E.* Hydrothermal alteration of plagioclase and growth of secondary feldspar in the Hengill volcanic center, SW Iceland // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2002. V.114. P.275-290.
- Maaløe S., Jakobsson S.P.* The PT phase relations of a primary oceanite from the Reykjanes Peninsula, Iceland // Lithos. 1980. V.13. P.237-246.
- Macpherson C.G., Hall R.* Tectonic setting of Eocene boninite magmatism in the Izu-Bonin-Mariana forearc // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. V.186. P.215-230.
- Neves S.P., Vauchez A.* Successive mixing and mingling of magmas in a plutonic complex of Northeastern Brasil // Lithos. 1995. V.34. P.275-299.
- Pearce J.A., Thirlwall M.F., Ingram G., Murton B.J., Arculus R.J., S.R. van der Laan* Isotopic

- evidence for the origin of boninites and related rocks drilled in the Izu-Bonin (Ogasawara) forearc, Leg 125 // Proceedings of the Ocean Drilling Program. P. Fryer, J.A. Pearce, L. Stokking et al. – eds. Scientific Results. 1992. Vol.125. P.237-261.
- Plimer R., Neef G.* Early Miocene extrusives and shallow intrusives from Small Nggela, Solomon islands // Geological Magazine. 1980. V.117. P.565-578.
- Ramsay W.R.H., Crawford A.J., Foden J.D.* Field setting, mineralogy, chemistry, and genesis of arc picrites, New Georgia, Solomon islands // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V.88. P.386-402.
- Révillon S., Arndt N.T., Chauvel C., Hallot E.* Geochemical studies of ultramafic volcanic and plutonic rocks from Gorgona Island, Colombia: the plumbing system of an oceanic plateau // J. Petrol. 2000. V.41. P.1127-1153.
- Révillon S., Arndt N.T., Hallot E., Kerr A.C., Tarney J.* Petrogenesis of picrites from the Caribbean Plateau and the North Atlantic magmatic province // Lithos. 1999. V.49. P.1-21.
- Sobolev A.V., Danyushevsky L.V.* Petrology and geochemistry of boninites from the North termination of the Tonga trench: Constraints on the generation conditions of primary high-ca boninite magmas // J. Petrol. 1994. V.35. P.1183-1211.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // Magmatism in the oceanic basins. A.D. Saunders, M.J. Norry – eds. 1989. Geol. Soc. Special Publ. №42. P.313-345.
- Taylor R.N., Nesbitt R.W., Vidal R.S., Harmon B., Auvray I.W., Croudace I.W.* Mineralogy, chemistry and genesis of boninite series volcanics, Chichijima, Bonin Islands, Japan // J. Petrol 1994. V.35. P.577-617.
- Walker D. A., Cameron W. E.* Boninite primary magmas: Evidence from the Cape Vogel Peninsula, PNG // Contrib. Mineral. Petrol. 1983. V.83. P.150-158.
- Walker D. A., McDougall I.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar dating of altered glassy volcanic rocks: the Dabi volcanics, P.N.G. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V.46. P.2181-2190.

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

А.Н. Сухов, А.Б. Кузьмичев

ВВЕДЕНИЕ

В современной структуре Западной Камчатки верхнемеловые отложения образуют серию горстовых поднятий, “эрозионных окон”, которые несогласно, с размывом перекрываются молассовыми толщами палеогена–неогена (рис. 1). Ранее почти все они объединялись в ирунейскую свиту, впервые выделенную здесь в 30-е гг. прошлого века Б.Ф. Дьяковым и датированную на основании разрозненных находок фауны иноцератов сантоном–кампаном [Геология СССР, 1964]. Изучение верхнемеловых отложений на нескольких, наиболее представительных, участках позволило, во-первых, расширить их возрастной интервал с коньяка до маастрихта, и, во-вторых, выделить три района, каждый из которых представляет собой фрагмент конкретной структурно-фациальной зоны и отражает конкретную геодинамическую обстановку. Первый из них – район р. Рассошина – сопоставляется с режимом пассивной окраины зарождающегося задугового бассейна; второй – Ирунейский и третий – Паланский представляют части единой Западно-Камчатской островной дуги, каждая из которых, однако, отличалась собственным характером развития.

РАЙОН р. РАССОШИНА

Верхнемеловые отложения распространены в нижнем течении р. Рассошина (см. рис. 1). Они

представлены терригенными, вулканическими и кремнистыми породами. При геологической съемке масштаба 1:200 000 этой территории в 1977 г. П.А. Ковалем терригенные отложения и связанные с ними вулканические образования были отнесены к майначской свите омгонской серии, а кремнистые породы выделены в ирунейскую свиту. Вулканические отложения в этом районе ранее не описывались. Возраст отложений оценивался, на основании сборов остатков фауны иноцератов, поздним сеноном.

Наиболее полно терригенные отложения обнажаются вдоль правого борта р. Рассошина и прослеживаются вверх по течению в виде отдельных выходов на несколько километров. Они образованы незакономерным чередованием пачек аргиллитов и алевролитов мощностью от первых метров до 10–15 м и мелкозернистых песчаников мощностью от первых сантиметров до 1 м. Местами породы сильно рассланцованы, кливажированы, превращены в филлиты, но на всем протяжении сохраняют неизменно северо-западные углы падения. Вверх по течению (предположительно, вниз по разрезу) количество и мощность глинистых разностей пород уменьшается и в нижней части разреза начинают преобладать песчаники, часто грубозернистые, до гравелитов, содержащие углистый детрит. Мощность отложений определить трудно, но, с учетом общей протяженности их выходов, она может составлять не менее 1 км.

Возраст терригенных отложений ранее достоверно не был установлен. Проведенные недав-

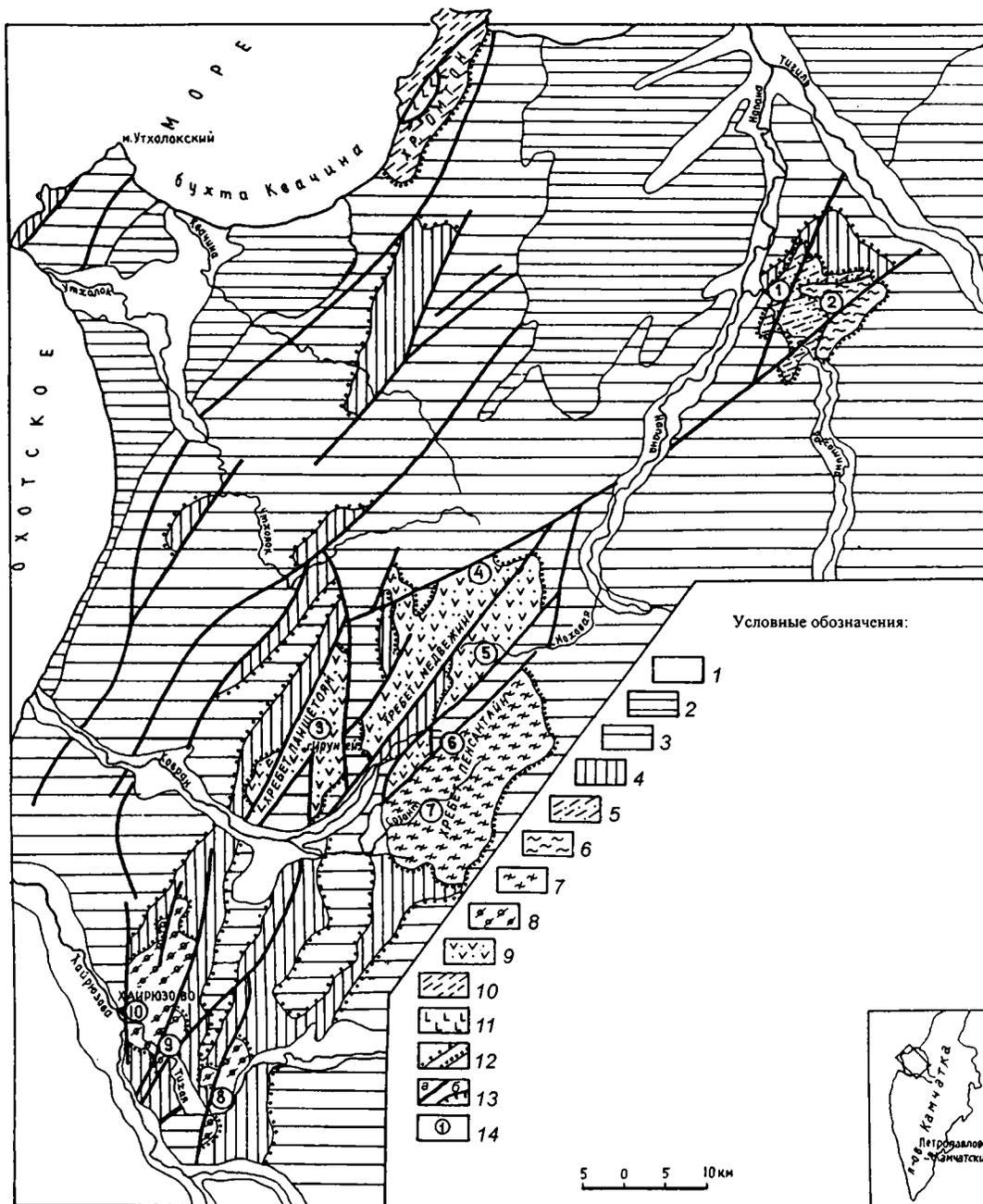


Рис. 1. Карта распространения верхнемеловых отложений междуречья рек Рассошина и Тихая (составлена с использованием [Карта полезных..., 1999])

1 – четвертичные отложения; 2 – неогеновые отложения нерасчлененные; 3 – отложения верхней части среднего эоцена – олигоцена; 4 – отложения нижнего палеоцена – нижнего эоцена; 5 – терригенные отложения р. Рассошина (кампан); 6 – кремнистые отложения р. Рассошина (сантон–кампан); 7 – вулканогенно-кремнистые отложения хр. Пенсантайн (сантон–кампан?); 8 – вулканогенно-обломочные отложения р. Тихая (коньяк–кампан); 9 – кремнисто-вулканогенные отложения хребтов Паншетоям и Медвежий (коньяк–кампан); 10 – турбидиты омгонской серии (альб–кампан); 11 – вулканогенный комплекс хр. Омгон (средняя юра – нижний мел); 12 – границы угловых несогласий; 13 – разломы: а – сбросы, сдвиги, б – надвиги; 14 – точки наблюдения: 1, 2 – р. Рассошина, 3 – хр. Паншетоям, 4 – хр. Медвежий, 5 – хр. Малый Медвежий, 6, 7 – хр. Пенсантайн, 8 – хр. Берлога, 9, 10 – хр. Каныч

но трековые измерения возраста выделенных из песчаников цирконов позволили датировать ее средним кампаном ($77 \pm 6,6$ млн. лет; $79 \pm 8,0$ млн. лет) [Шапиро и др., 2001].

В верхней части разреза терригенные отложения согласно перекрываются пачкой базальтовых лав видимой мощностью до 50 м. Контакт с подстилающими алевролитами тектонизирован, имеет частично “сорванный” характер. Ненарушенные стратиграфические соотношения между базальтовыми лавами и терригенными осадками наблюдаются примерно в 250 м ниже по течению реки, по правому борту, у уреза воды. Здесь обнажается небольшой поток массивных базальтов мощностью 3–4 м, который согласно перекрывается аргиллитами, содержащими обломки раковин иноцерармов. Западнее, ниже по течению, контакт приобретает тектонизированный характер.

Верхнемеловые толщи трансгрессивно перекрываются молласовыми отложениями палеогена. Граница представляет собой сильно размытую, волнистую поверхность базальтовых лав, на которую на разных уровнях с небольшим угловым несогласием ложатся угленосные конгломераты и песчаники видимой мощностью 10–15 м. Более высокие уровни палеогенового разреза обнажаются ниже по течению р. Рассошина. Они образованы чередованием мелкозернистых песчаников и алевролитов с отпечатками листовой флоры. Анализ спор и пыльцы позволил определить возраст этой части разреза как палеоцен(?) – начало раннего эоцена [Лопатина и др., 2002].

Базальты

Базальтовые лавы характеризуются однотипным строением. Они представляют собой массивные породы, с неясно выраженной подушечной отдельностью в низах пачки, переходящие в брекчиевые разности в верхних частях потоков. В неровностях кровли потоков встречаются небольшие по протяженности и до 30 см мощностью скопления и прослойки красных кремней и глинистых яшм, изредка с включениями обломков раковин иноцерармов. Извлеченная из осадка микрофауна радиолярий датируется сантон-кам-

панским временем [Вишневецкая и др., настоящий сборник], что в целом хорошо согласуется с приведенными выше данными трекового анализа.

В петрографическом отношении базальты образуют компактную и однородную по своим свойствам группу. Это – лишенные миндалин афировые породы с толеитовой или микродолеитовой структурой основной массы. Слабо раскристаллизованные разности обладают спутанно-войлочной или сноповидной структурой. Порфиновые вкрапленники отсутствуют; только в закалочных частях подушечных лав встречаются замещенные хлоритом псевдоморфозы по оливину?).

Породы испытали зеленокаменное изменение, во многих случаях довольно значительное, выраженное в альбитизации и серититизации плагиоклаза, хлоритизации клинопироксена, развитии вторичных сфена, сульфидов, местами гематита и кварц-кальцитовых прожилков.

Было проанализировано четыре образца базальта, в которых определены содержания петрогенных элементов, и в трех из них – содержания малых и редких элементов. Для всех четырех образцов отмечаются высокие значения потерь при прокаливании (4,78–10,8%), свидетельствующие о заметном воздействии постмагматических гидротермальных процессов. Это воздействие проявилось в пониженном уровне SiO_2 (44,9–46,0%), обусловленном интенсивным развитием низкокремнеземистого хлорита, повышенных содержаниях Na_2O и пониженных CaO в результате альбитизации плагиоклаза. Тем не менее, несмотря на вторичные изменения, породы в целом сохранили первичные соотношения фемических компонентов, обладают умеренно высокими содержаниями MgO (7,39–8,39%), Ni (81–166 г/т), Cr (160–414 г/т) и на петрохимических диаграммах располагаются в поле составов пород толеитовой серии (рис. 2).

Содержания K_2O в породах сравнительно небольшие (0,1–0,3%), но содержания Rb (3,16–11,2 г/т), Ba (187–351 г/т) и Sr (300–463 г/т) слишком высоки для базальтов толеитового ряда и обусловлены, вероятно, более поздним гидротермальным перераспределением элементов.

По содержанию высокозарядных элементов, более устойчивых к низкотемпературному изме-

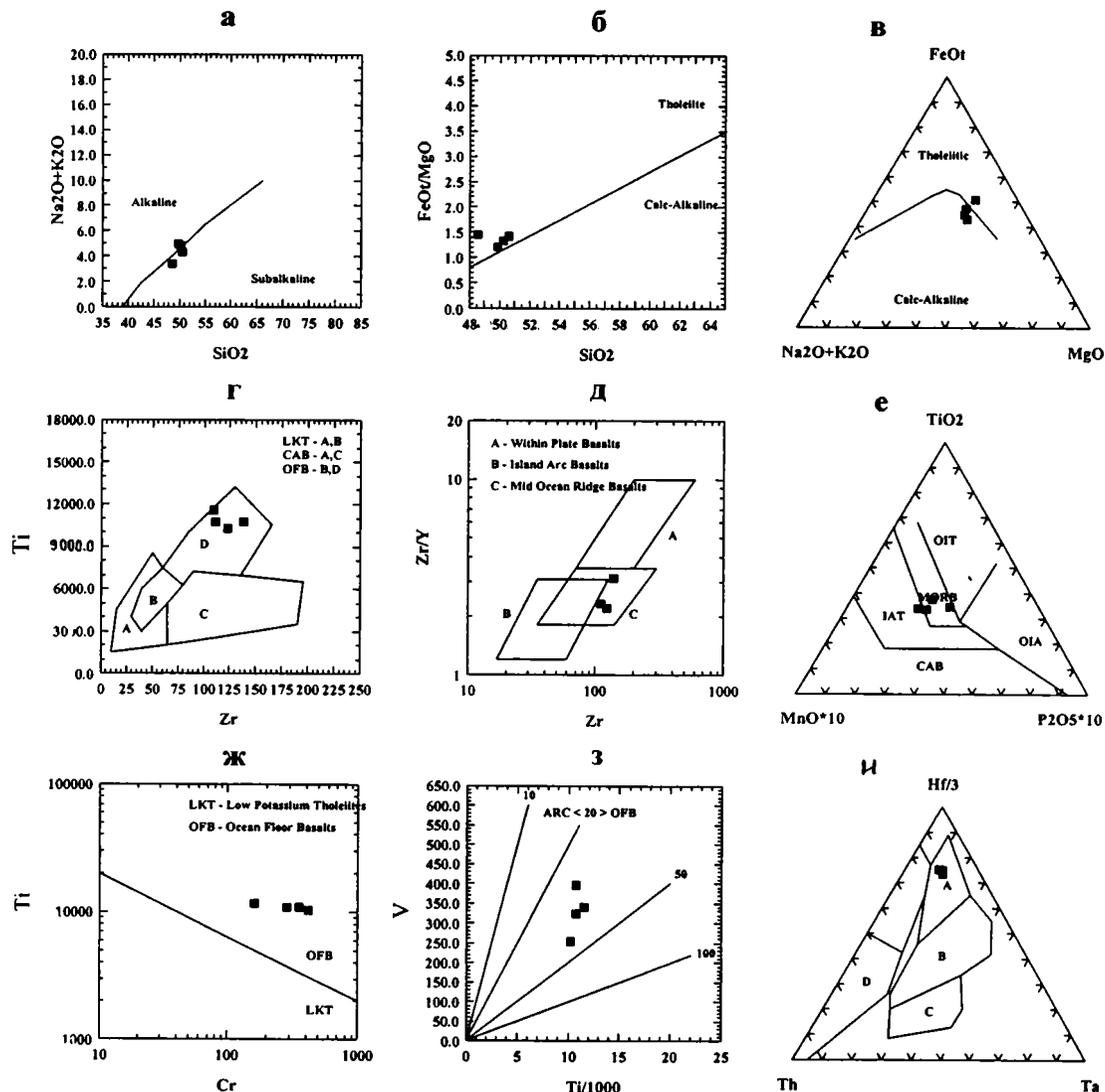


Рис. 2. Классификационные и дискриминационные диаграммы для базальтов р. Рассошина

a – $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ [Irvine, Baragar, 1971];

б – $\text{SiO}_2 - \text{FeO}/\text{MgO}$ [Miyashiro, 1974];

в – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{MgO} - \text{FeO}$ [Irvine, Baragar, 1971];

г – $\text{Zr} - \text{Ti}$ [Pearce, Cann, 1973]: A, B – низко калиевые толеиты, A, C – известково-щелочные базальты, B, D – океанические базальты;

д – $\text{Zr} - \text{Zr}/\text{Y}$ [Pearce, Cann, 1973]: A – внутриплитные базальты, B – базальты островных дуг, C – базальты срединно-океанических хребтов;

е – $\text{MnO} \cdot 10 - \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 10 - \text{TiO}_2$ [Mullen, 1983]: CAB – известково-щелочные базальты, IAT – толеиты островных дуг, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, OIA – андезиты океанических островов, OIB – толеиты океанических островов;

ж – $\text{Cr} - \text{Ti}$ [Pearce, 1975]: LKT – низко калиевые толеиты, OFB – базальты океанического дна;

з – $\text{Ti}/1000 - \text{V}$ [Shervais, 1982]: ARC – базальты островных дуг, OFB – базальты океанического дна;

и – $\text{Th} - \text{Ta} - \text{Hf}/3$ [Wood, 1980]: A – базальты типа N-MORB, B – базальты типа E-MORB, внутриплитные толеиты и дифференциаты, C – щелочные внутриплитные базальты, внутриплитные базальты и дифференциаты, D – базальты деструктивных плитных окраин и дифференциаты.

Alkaline – щелочные; Subalkaline – субщелочные; Tholeiite – толеиты; Calc-Alkaline – известково-щелочные

нению, таких как TiO_2 (1,71–1,92%), Zr (109–138 г/т), Y (44–56г/т), Nb (2,21–2,65 г/т), Ta (0,17–0,19 г/т), Th (0,16–0,19 г/т), рассматриваемые породы отвечают толетам срединно-океанических хребтов (N-MORB), попадая на соответствующие поля на приводимых ниже дискриминационных диаграммах (см. рис.2).

На рисунке 3 показан общий график распределения редких элементов в базальтах р. Рассошина, нормированных по примитивной мантии. На графике приводятся только устойчивые к гидротермальному воздействию литофильные элементы, в том числе торий; последний, в силу указанного свойства, выступает единственным представителем группы легких литофильных элементов, рассматриваемых в качестве показателей степени привноса вещества из зоны субдукции.

Как показывает характер распределения редких элементов, мантийный источник, из которого выплавлялись рассматриваемые базальты, имел деплетированный состав. На приводимом графике два из трех образцов показывают кривые распределения, аналогичные базальтам типа

N-MORB. Пересекающийся характер кривых свидетельствует о том, что, вероятно, базальты формировались из различных порций магмы, отличающихся почти вдвое по содержаниям Sr и Ni. Деплетированный характер исходной мантии устанавливается также по отношениям элементов с различной степенью “несовместимости”. Так, изученные базальты имеют значения La/Ta и $La/Th \sim 20$, типичные для базальтов N-MORB и свидетельствующие об отсутствии в составе производных расплавов внутриплитного или супрасубдукционного компонентов.

Третий образец отвечает переходному типу океанических базальтов (Т-MORB) с $La_n/Sm_n=0,96$, при примерно одинаковом с первыми двумя образцами уровнем концентрации тяжелых редких земель. Он обладает по сравнению с ними наибольшими содержаниями Sr, Ni, Co и поэтому не может рассматриваться как продукт их дифференциации. Образец характеризуется значительной отрицательной Ce-аномалией, отмечаемой часто в базальтах в результате их взаимодействия с морской водой [Hajash, 1984]; воз-

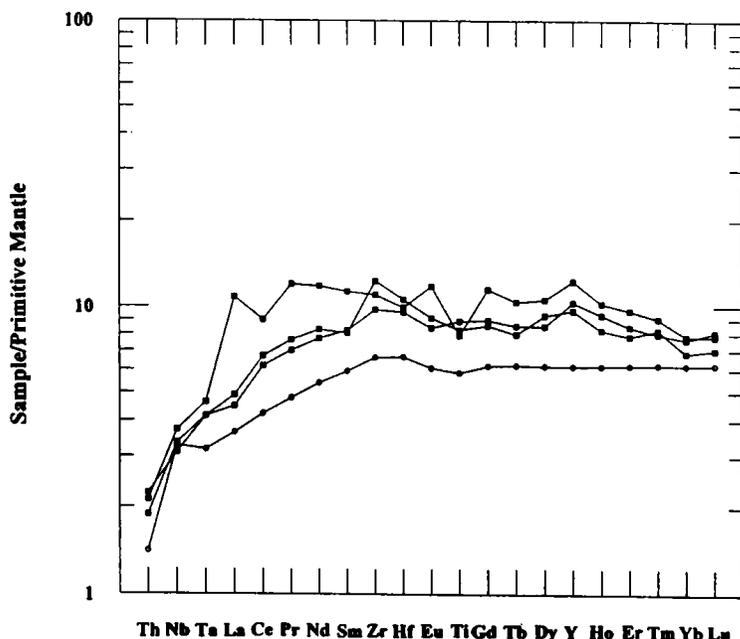


Рис. 3. Расширенный график распределения редких элементов, нормированных по примитивной мантии

Состав базальта N-MORB (незаполненные кружки) и нормирующие значения примитивной мантии по [Sun, McDonough, 1989]

можно, с этим же процессом можно отчасти связать увеличение в породе La и других подвижных щелочных и щелочноземельных элементов.

Терригенные породы

Среди терригенных пород можно выделить аргиллиты и кремнистые аргиллиты, алевроиты, песчаники и гравелиты.

Аргиллиты и кремнистые аргиллиты массивные, чаще сланцеватые, темно-коричневого цвета, сложены глинистой непрозрачной массой и криптозернистым агрегатом кремнезема, количество которого может заметно возрасти, придавая породе смешанный кремнисто-глинистый состав. Отмечается присутствие органического вещества и неравномерно рассеянной алевроитовой составляющей.

Алевроиты содержат до 30% обломочного компонента. Зерна представлены преимущественно плагиоклазом, реже кварцем, часто присутствуют фрагменты хлоритизированного базальтового стекла, основанная масса образована смесью хлорит-гидрослюдистого компонента, криптозернистого кремнезема, сапропелевого и углефицированного органического вещества.

Песчаники из верхней части терригенного разреза представлены мелко- и среднезернистыми разностями темно-серого и зеленовато-серого цвета, умеренно и плохо сортированными, неокатанными, с содержанием матрикса 10–25%. Матрикс образован или кремнистым аргиллитом, аналогичным вышеописанному, с включениями битуминозного и/или углефицированного органического вещества, или кварц-хлорит-гидрослюдистым агрегатом. По составу обломочной фракции песчаники могут быть отнесены к кварц-полевошпатовым грауваккам [Шутов и др., 1972], с относительным содержанием кристаллокластов 50–75%. Среди кристаллокластов преобладают плагиоклазы, кварц составляет 10–30%. Плагиоклазы представлены преимущественно альбитом, реже встречаются средние и основные плагиоклазы. Калиевый полевой шпат редок и наблюдается обычно в сростках с плагиоклазом. Как акцессории встречаются хлоритизированное базальтовое стекло, клинопироксен, циркон, тур-

малин. Обломки пород составляют 25–50% и включают эффузивы основного, среднего и кислого состава, кварциты, кремни, аргиллиты и гидрослюдистые осадочные породы.

Предположительно в нижней части терригенного разреза появляются крупнозернистые песчаники и гравелиты. Они не сортированы и представляют собой хаотичную смесь обломков различного размера. По составу они являются собственно граувакками, на 80% состоящими из обломков пород. В гравелитах размер литокластов достигает 1 см. Обломки представлены эффузивами кислого, среднего и основного состава и, реже, аргиллитами и кварцитами. Кристаллокласты состоят, главным образом, из кварца и плагиоклаза, часто в виде обломков крупных вкрапленников размером до 1 мм. Зерна кварца прозрачны, обладают ровным погасанием и содержат газовожидакие включения. Следует отметить, что кристаллокласты кварца и плагиоклаза встречаются также и в составе присутствующих тут же обломков глинистых пород, что указывает на наличие интенсивного размыва и переотложения, сопровождавшего накопление осадка.

Помимо названных минералов, в составе кристаллокластической фракции наблюдаются карбонатизированные и хлоритизированные зерна темноцветных минералов и крупные фрагменты хлоритизированного базальтового стекла вытянутой, изогнутой формы.

Матрикс гравелитов образован смесью перетертых зерен плагиоклаза и кварца, мелких обломков пород и переотложенного глинистого осадка, содержащего рассеянные выделения органического вещества. Матрикс крупнозернистых песчаников также имеет глинистый состав. И для песчаников, и для гравелитов характерно присутствие в обломочной фракции углефицированного растительного детрита; в последних его фрагменты могут достигать размера более 1 см.

Кремнистые отложения

Кремнистые отложения были встречены нами в виде небольшого фрагмента осадочного разреза в верховьях крупного правого притока р. Рас-

сошина с неясно выраженными границами, представляющего собой, вероятно, сильно эродированный тектонический клин, залегающий в поле развития терригенных отложений. Разрез имеет мощность около 20 м и характеризуется следующей последовательностью (снизу вверх):

1. Глинисто-кремнистые породы красного цвета с крупной, неясно выраженной слоистостью – 3 м.

2. Кремни зеленовато-серые, массивные, насыщенные обломками иноцерамов, с выветрелой, ячеистой наружной поверхностью (“иноцерамовый горизонт”) – 4 м.

3. Чередование зеленовато-серых и красных кремней с постепенными границами – 12 м.

Из нижнего глинисто-кремнистого слоя были выделены радиолярии сантон– кампанского возраста [Вишневецкая и др., настоящий сборник].

По скрытой, предположительно надвиговой, границе кремнистый разрез перекрывается песчаниками терригенной толщи. Установлено, что собственно границей служат маломощные тела высокотитанистых диабазов, претерпевшие интенсивные катаклаз и рассланцевание, что свидетельствует о проявлении в контактовой зоне значительных тектонических деформаций, отсутствующих в вышележащих песчаниках.

Петрографически среди кремнистых пород выделяются яшмы из прослоев в базальтовых лавах и туффиитовые яшмы кремнистого разреза.

Яшмы из базальтовых лав представляют собой плотные, массивные, тонкокристаллические кварцевые породы темнокрасного цвета. Участками по трещинам наблюдается крупнозернистая перекристаллизация, придающая породе микроскопически псевдобрекчированную структуру. Примесь образована тонким гематитом, равномерно рассеянным по всей массе породы.

Туффиитовые яшмы кремнистого разреза образуют две разновидности: красноцветную и сероцветную. Красноцветные яшмы не менее, чем на 50% сложены витрокластическим компонентом, образующим сплошные хлопьевидные массы, замещенные глинистым оптически непрозрачным веществом в смеси с хлоритом и гематитом; присутствует большое количество хорошо сохранившихся скелетов радиолярий. Сероцветные яшмы содержат примерно 20–40% витрок-

ластического компонента, образующего вытянутые по напластованию, замещенные хлоритом фрагменты, включенные в матрикс тонкозернистого агрегата кварца. Порода насыщена обломками раковин иноцерамов и микрокристаллами кальцита и содержит многочисленные перекристаллизованные скелеты радиолярий.

Выводы

1. В составе верхнемеловых отложений района р. Рассошина участвуют две толщи: эффузивно-терригенная и кремнистая, имеющие тектонические соотношения. Их возраст по данным трекового анализа и микрофаунистических исследований определяется как сантон–кампан.

2. Эффузивно-терригенная толща сложена неритмично чередующимися песчано-глинистыми граувакковыми осадками, в которых объем и размерность песчаного материала уменьшаются вверх по разрезу, а количество кремнистого компонента постепенно увеличивается. Эти изменения сопровождаются также изменениями в составе органической примеси: вверх по разрезу происходит уменьшение доли углефицированного растительного детрита, и возрастает процент сапропелевого вещества. Приводимые данные позволяют рассматривать терригенную часть толщи как отложения континентального склона, накапливавшиеся на относительно небольших глубинах, в условиях сравнительно быстрого погружения. Источник обломочного материала представлял материковую сушу, сложенную складчатыми вулканическими комплексами и покрытую растительностью.

3. Отложение граувакковых осадков сопровождалось поступлением тонкой базальтовой гиалокластики, присутствие которой устанавливается в составе практически всего разреза терригенной толщи, позволяя предполагать, что излияния базальтовых лав уже на ранних этапах могли сопровождать накопление толщи. Поэтому появление базальтовых лав на завершающем этапе формирования толщи не выглядит неожиданным. Наблюдения показывают, что излияния базальтов вначале имели разрозненный, спорадический характер и происходили непосредствен-

но в глинистый осадок. Однако активная фаза, при которой излияния базальтов приняли интенсивный характер, сопровождалась резким поглублением бассейна и сменой терригенного осадконакопления кремнистым.

4. Присутствие фрагментов разрезов кремнистых отложений, без наличия в их составе существенной терригенно-вулканогенной примеси, свидетельствует о значительных размерах бассейна, во внутренних частях которого происходило пелагическое осадконакопление.

5. Базальты, согласно перекрывающие терригенные отложения, имеют состав океанических толеитов типа N-MORB, выплавлявшихся из деплетированной мантии. Соотношения редких элементов, в особенности относительно высоко- и умеренно несовместимых, такие как Ta/La, Th/La, Th/Ta, чувствительные к смешению и контаминации мантийных источников, показывают, что участок мантии, из которых рассматриваемые базальты выплавлялись, и сами расплавы находились вне сферы какого-либо воздействия – супрасубдукционного или внутриплитного.

ИРУНЕЙСКИЙ РАЙОН

Ирунейский район представляет собой условное территориальное объединение нескольких разрозненных, сравнительно больших по площади выходов верхнемеловых отложений, обладающих сходным составом пород, общими чертами строения разрезов и общей палеогеодинамической обстановкой формирования. Рассматриваемая территория охватывает районы хребтов Паншетоям, Кылымс, Медвежий, плато Пенсантайн, и район среднего течения р. Тихая с хребтами Каныч и Берлога (см. рис. 1). Центральное место в этом территориальном объединении занимает вулканический комплекс отложений хребтов Паншетоям и Кылымс, созданный деятельностью подводных островодужных вулканов, отличавшихся высокой степенью эксплозивности. Остальные районы составляют периферическую область, в пределах которой вулканизм проявлен в меньшей степени, и которая формировалась в основном за счет поступления и накопле-

ния продуктов перемива и переотложения вулканического материала.

Хребты Паншетоям и Кылымс

Отложения, слагающие основную часть хребтов Паншетоям и Кылымс, представляют собой продукты эксплозивного вулканизма общей мощностью не менее 1 км. Структурно они образуют синклиналь с углами падения крыльев от 30 до 60°, ось которой ориентирована на северо-восток и совпадает с долиной р. Кылынк. Представление о характере их разреза можно составить из описания обнажений северо-западного склона горы Ируней. Здесь вверх по склону (вниз по разрезу) наблюдаются:

1. Толща лапиллиевых и шлаковых витрокристаллолитокластических базальт-андезитовых туфов с маломощными прослоями и линзами кремней и кремнистых туффов светло-серого и зеленовато-серого цвета. Обломки представлены шлаковидными, миндалекаменными и массивными афировыми и плагиоклаз-, плагиоклаз-клинопироксен-порфиоровыми базальтами и андезитами. Общая мощность составляет свыше 150 м.

2. Вблизи вершины и на вершине – туфы, аналогичные вышеописанным; отмечается чередование тонких и грубых разностей; встречаются слои, обычно обогащенные кремнеземом, содержащие обломки раковин моллюсков или полости от их выщелачивания. На вершине и на западном склоне горы Ируней встречены дайки диабазов и лейкодиабазов.

Сходный тип разреза описывается к северо-востоку от горы Ируней, где при пересечении хребта Паншетоям с запада на восток наблюдается вверх по склону (вниз по разрезу) следующая последовательность отложений:

1. Чередование лапиллиевых и пепловых литокристалловитрических туфов среднего и кислого состава, содержащих обломки андезит-дацитовых лав и кристаллокласты плагиоклаза и клинопироксена. В пепловых дацитовых туфах наблюдаются признаки спекания. Здесь же отмечаются дайки микропорфировых базальтов.

2. Пачка лапиллиевых туфов, содержащая прослой кремней, кремнистых туффитов и тела диабазов. Туфы содержат шлаковидные фрагменты пузыристых андезит-дацитовых лав и кристаллокласты плагиоклаза и клинопироксена.

3. Мелкообломочные андезитовые туфы с линзами красных кремней и кремнистых туффитов и тонкими пепловыми прослоями кислого состава, содержащие кристалло- и литокластическую плагиоклаза и пористых дацитовых лав. Видимая мощность толщи около 350 м.

4. Мелкообломочные туфы, содержащие линзы кремней, секутся дайками базальтов. Видимая мощность около 200 м.

К западу от горы Ируней, на правом борту р. Килынк, ниже по течению, наряду с андезитодацитами, в составе разреза отмечаются пирокластические породы существенно базальтового состава. Здесь наблюдаются (снизу вверх):

1. Туфы шлаковые, мелко-среднеобломочные, сложенные сильно окисленными, пористыми, плагиоклаз-клинопироксен-порфиrowыми базальтами и содержащие многочисленные ксенолиты массивных, афировых и микропорфировых базальтов. Отмечаются прослой кремнистых туффитов. Видимая мощность 30 м.

2. Чередование лапиллиевых и тонких литокристаллокластических базальтовых туфов видимой мощностью 50 м.

3. Туфы мелко-среднеобломочные андезитобазальтового состава мощностью порядка 200 м.

При движении в северо-восточном направлении в северной части хребта Паншетоям и далее, в хребте Кылымс, в районе горы Острая, объем дацитовой пирокластической в составе разреза отчетливо возрастает, и появляются тела дацит-риолитов мощностью до нескольких метров.

Таким образом, в целом характер рассматриваемого вулканизма можно определить как высокоэксплозивный; вместе с тем, почти полное отсутствие в составе вулканических извержений крупноглыбовой пирокластической указывает на то, что формирование изученного комплекса пород происходило, очевидно, на удалении от прижерловых частей вулканов.

Обращает на себя внимание также незначительное распространение эффузивных образований. Несмотря на то, что в разрезе встречаются

маломощные тела базальтов и дацит-риолитов, которые характеризуются согласными контактами с вмещающими осадочными породами и тонкой степенью раскристаллизации, их эффузивное происхождение вызывает сомнение. Они обладают массивной текстурой, лишены миндалекаменности и по своему составу и радиологическому возрасту практически неотличимы от дайковых пород, широко развитых среди описываемых кремнисто-вулканогенных толщ.

Возраст изученных кремнисто-вулканогенных отложений установлен на основании находок радиолярий в двух образцах кремнистых туффитов, содержащих кислый пепловый материал, собранных: на западном склоне хребта Паншетоям, в 3 км к северу от горы Ируней (59/99; колл. Д.В. Курилова); на хребте Кылымс, на северном склоне горы Острая (144/3; см. Приложение) и определяется как коньяк – ранний кампан [Вишневская и др., настоящий сборник].

Пирокластические породы

Пирокластические образования представлены средне-, мелко-, тонкообломочными туфами, по составу отвечающими непрерывно дифференцированному ряду пород от базальта до дацитриолита. Наиболее распространенную группу составляют мелко-среднеобломочные витрокристаллолитические туфы базальт-андезитового состава, с размером обломков до 1–2 см, на 70–80% состоящие из фрагментов шлака и ксенолитов эффузивных пород. Шлаковые фрагменты имеют изометричную, вытянутую или сплюсненную форму, часто облекая соседние обломки, что указывает на их исходно пластичное состояние. Они образованы мелкопористыми, миндалекаменными, афировыми или микроплагиоклаз-клинопироксен-порфиrowыми андезитобазальтами со стекловатой, микролитовой или гиалопилитовой структурой основной массы. Ксенолиты представлены обломками лав, различных по структуре и текстуре – массивных, миндалекаменных, афировых, микропорфировых, в разной степени окисленных (гематитизированных) и варьированных по составу от базальта до дацита. Важно отметить, что все перечисленные разно-

видности встречены только в качестве ксенолитов, не наблюдаются в виде лав в поверхностных условиях и представляют собой результат разрушения внутренних, более глубоких частей вулканических построек.

Кристаллокласты представлены в разной степени сосюритизированным плагиоклазом и редкими обломками клинопироксена. Связующая масса образована смесью витрокластического и шлакового компонентов и замещена агрегатом хлорита и цеолита.

Более кислые разности туфов лапиллиевой размерности имеют аналогичное строение: ювенильный компонент представлен дацитовой пемзой и витрокластикой, которые содержат похожий набор ксенолитов эффузивных пород. Фрагменты пемзы также часто имеют сплюснутую, изогнутую форму, свидетельствующую о первоначально пластичном состоянии, и, в некоторых случаях, окисленную внешнюю оторочку.

Чисто пемзовые и витрокластические дацитовые и дацит-риолитовые туфы менее распространены. В пемзовых туфах наблюдаются явления спекания в однородную массу и частичной перекристаллизации в микрозернистый кварцевый агрегат. В качестве примеси встречаются ксенокристы альбитизированного плагиоклаза и редкие обломки лав. В некоторых разностях витрокластических туфов отмечаются микрообломки сильно плеохроирующей голубовато-зеленой роговой обманки.

Хребет Медвежий

Хребет Медвежий расположен непосредственно к востоку от хребтов Паншетоям и Кылымс и также, как и они, вытянут с северо-востока на юго-запад. Верхнемеловые породы изучались на крайней северо-западной оконечности хребта Медвежий и на восточных склонах, в средней его части, и их простираение в целом совпадает с ориентировкой хребта (см. рис. 1).

На северо-западе хребта Медвежий верхнемеловые отложения представлены чередованием голубовато-серых мелко- и тонкообломочных туфов с серыми кремнистыми туффитами, содержащими раковинный детрит и отпечатки рако-

вин иноцерамов; местами наблюдаются выклинивание слоев, линзовидная, ленточная и градиционная слоистость. Туфы основного состава представлены шлаковыми и пепловыми разностями. Шлаковые туфы, витрокристаллолитокластические, состоят из ксеногенных обломков преимущественно базальтовых пород различного облика и состава – массивных и миндалекаменных, клинопироксен-порфирированных и плагиоклаз-порфирированных, реже афировых разностей, а также более редких андезитов. Кроме того, встречаются литокласты гидротермально измененных пород – эпидот-хлоритовых пропицитов и эпидозитов. Кристаллокластику составляют обломки вкрапленников клинопироксена и основного плагиоклаза. Связующее вещество сложено сильно пузыристой, шлаковидной массой, замещенной цеолит-хлоритовым агрегатом. Пепловые туфы образованы смесью основной витрокластики и тонкой клинопироксеновой кристаллокластики.

Верхнемеловые отложения восточного склона имеют несколько иной облик. Это, большей частью, толщи мелко- и тонкообломочных тефроидных песчаников основного и среднего состава, чередующихся со слоями кремнистых туффитов, содержащих примесь тонкой базальтовой и андезитовой кристалло- и витрокластики. В составе литокластической фракции, помимо микропорфирированных и шлаковых базальтов, постоянно встречаются обломки андезитов, андезидацитов и пемзы кислого состава. Местами, так же как и на западном склоне, встречаются редкие, разрозненные обломки и отпечатки раковин иноцерамов.

Представление о характере осадконакопления можно отчасти составить по приводимому ниже фрагменту разреза, который был нами изучен в нижнем течении левого притока р. Моховая, в той части, где он пересекает Малый Медвежий хребет – невысокую гряду, расположенную к востоку от хребта Медвежий. Здесь в левом борту обнажаются (снизу вверх):

1. Пачка отчетливо полосчатых кремнистых туффитов темно-серого, зеленовато-серого и темно-зеленого цвета, чередующихся со светлыми тонкообломочными, гематитизированными тефроидными песчаниками с ярко выраженными структурами течения и переотложения материа-

ла. Толщина отдельных слоев колеблется от 0,5 до 20 см. Видимая мощность пачки 30 м.

2. Перерыв в обнажении – 50 м.

3. Тонкообломочные, гематитизированные тефроидные песчаники темно-серого цвета, чередующиеся с темно- и светло-зелеными кремнистыми туффитами, слагающими выше по склону всю видимую часть разреза. Видимая мощность 20 м.

4. Перерыв в обнажении – 50 м.

5. Тонкообломочные, светлые зеленовато-серые, переходящие выше по разрезу в темно-зеленые, тефроидные песчаники. Видимая мощность свыше 30 м.

Сравнивая верхнемеловые отложения западного и восточного склонов хребта Медвежий, можно заключить, что восточная часть характеризуется увеличением в разрезе доли вулканогенно-обломочных пород и, возможно, представляет область, относительно удаленную от вулканических центров.

Хребет Пенсантайн

Хребет Пенсантайн занимает наиболее восточное положение по сравнению с хребтами Паншетоям и Медвежий (см. рис. 1). Он имеет плоский рельеф, небольшую высоту, поднимаясь над прилегающими долинами в среднем на 200–250 м. Из-за плохой обнаженности сведения о строении толщ имеют фрагментарный характер; следует, однако, сразу отметить повсеместно более высокий уровень динамометаморфизма пород, выраженный в их катаклазе и, в меньшей степени, милонитизации. Крупные деформации проявлены неравномерно. В целом породы залегают субгоризонтально, с углами падения, не превышающими 20–30°, но на отдельных участках наблюдаются локальные области сжатия, с образованием антиклинальных складок высотой и шириной от одного до нескольких метров, осложненных мелкой плейчатой складчатостью.

Важно отметить, что по простиранию пликативные деформации быстро исчезают, и восстанавливается субгоризонтальное залегание пород.

Отложения изучались на трех участках западного склона хребта Пенсантайн. В северо-западной части хребта, в верховьях р. Моховая верхнемеловые отложения представлены частым чередованием тонкообломочных кристаллолитрокластических и витрокластических туфов среднего-кислого состава, тефроидных песчаников и кремнистых туффитов; присутствуют также пепловые туфы основного состава и редкие тела метабазов. Южнее, в верховьях р. Ночная, и, далее, в верхнем течении р. Созант, наряду с породами, встреченными к северу, отмечаются мелкообломочные литокристаллолитрокластические туфы, сложенные обломками лав основного, среднего и кислого состава, пемзовыми фрагментами, кристаллокластами плагиоклаза и связующей витрокластической массой основного-среднего состава; встречаются также мелкообломочные несортированные пемзовые туфы кислого состава.

Все породы испытали, как было сказано выше, умеренную перекристаллизацию и могут быть петрографически отнесены к разностям переходным к кристаллическим сланцам. Обогащенные кремнием породы – кремни, кремнистые туффиты, фрагменты пемзы, кислая витрокластика – превращены, при сохранении реликтов первичного строения, в тонкий гранобластовый агрегат кварца; пепловый компонент кремнистых туффитов, прослой пепла основного-среднего состава замещены тонкозернистой массой эпидота, хлорита, иногда темноокрашенным слюдыстым агрегатом, с лепидобластовой структурой.

Река Тихая

В бассейне р. Тихая, в среднем ее течении, обнажаются два крупных выхода верхнемеловых отложений (см. рис. 1). Они слагают небольшие самостоятельные горные массивы субмеридионального простирания, Берлога и Каныч, которые р. Тихая пересекает в поперечном направлении, с востока на запад.

Отложения вскрываются в относительно небольших, разрозненных обнажениях, разделенных молодыми разломами субмеридионального

простираются, и имеют преимущественно западные углы падения.

Хребет Берлога

В хребте Берлога, занимающим более восточное положение, в его восточной и центральной частях верхнемеловые отложения представлены в основном туффитовыми яшмами, кремнистыми туффитами, с подчиненными тонко- и мелкообломочными литокристалло-витрическими, изредка более грубыми литическими туфами дацит-риолитового состава, и включающими многочисленные, преимущественно пластовые тела диабазов.

Крупнообломочные разности туфов сложены обломками плагиопорфировых лав дацит-риолитов с фельзитовой и сферолитовой структурами основной массы, кристаллокластами плагиоклаза кислого состава, рудного минерала, плотно сцементированными пемзовыми фрагментами. В мелкообломочных туфах встречаются обломки лав более основного состава и фрагменты кислого стекла с перлитовой отдельностью. В кремнистых породах вулканическая примесь также представлена тонкой дацит-риолитовой витрокластикой.

В 500 м ниже по течению, по правому борту р. Тихая, наблюдается существенно иной характер разреза; он представлен чередованием сильно деформированных, крупно-, средне- и мелкообломочных туфов базальт-андезит-дацитового состава.

Преобладающие в разрезе андезит-дацитовые литокристалловитрокластические туфы сложены обломками пузыристых, шлаковых, реже массивных, лейкократовых, крупно-плагиофировых и серийно-порфировых андезитов, базальтов и дацитов. Породы часто гематитизированы. Кристаллокластика образована альбитизированным плагиоклазом. Связующая масса сложена андезит-дацитовой витрокластикой со шлаковой, часто флюидальной текстурой, замещенной агрегатом хлорита, карбоната и гематита.

Базальтовые туфы образованы фрагментами пузыристых базальтов, иногда клинопироксен- и плагиоклаз-крупнопорфировых базальтов с гиалопилитовой и микропорфировой структурами

основной массы; в небольшом количестве присутствуют обломки андезитов и дацитов. Миндалины выполнены хлоритом и анальцимом, которые также входят в состав связующей массы.

Более тонкие разности туфов имеют дацит-риолитовый состав и представлены литокристалловитрической пемзовой пирокластикой, содержащей микрообломки андезитов и базальтов.

С запада верхнемеловые отложения граничат с конгломератами, песчаниками и глинами хулгунской свиты раннего палеоцена. Область контакта закрыта растительностью и, вероятно, имеет тектонизированный характер.

Хребет Каныч

Хребет Каныч расположен к западу от хребта Берлога, примерно в 10 км ниже по течению р. Тихая. Верхнемеловые отложения, обнажаясь, большей частью, вдоль правого борта, местами сильно дислоцированы и круто падают в западном направлении. Они довольно однородны по составу и строению и представляют собой чередование тефрогенных и вулкано-терригенных песчаников и гравелитов, реже туфов базальтового, андезит-базальтового состава и маломощных горизонтов и прослоев кремнистых туффитов. Ниже приводится фрагмент нижней части их разреза из восточной полосы обнажений, с которых начинаются выходы верхнего мела хребта Каныч. Здесь снизу вверх обнажаются:

1. Диабазы массивные, мелкокристаллические – 40 м.
2. Пачка чередующихся зеленовато-коричневых аргиллитов, алевролитов, мелкозернистых песчаников, кремнистых зеленовато-серых туффитов, крупнозернистых песчаников и гравелитов – 30 м.
3. Тонкозернистые, черные тефроидные песчаники – 8–10 м.
4. Пачка, аналогичная слою 2 – 30 м.
5. Мелкозернистые тефроидные песчаники, перекрывающиеся и переходящие по простираению в различные типы обломочных пород – от крупнозернистых тефроидных песчаников до мелко- и среднеобломочных брекчий смешанного, преимущественно базальтового, реже андезитового и дацитового состава, сцементированных мелко-

зернистым песчанистым материалом того же состава – 10 м.

6. Пачка переслаивающихся, в различной степени перемытых мелко- и среднезернистых тефроидных и вулканотерригенных песчаников и зеленовато-серых кремнистых туффитов – 20 м.

7. Мелкозернистые, темно-серые до черных тефроидные песчаники, переходящие по разрезу и простиранию в песчанистые гравелиты, содержащие линзы тонкослоистых красных кремнистых туффитов до 15 см мощностью – 7–8 м.

8. Пачка переслаивающихся алевролитов, мелкозернистых вулканотерригенных песчаников и гравелитистых песчаников; в верхних частях пачки появляются маломощные (5–10 см) тонкослоистые прослои и горизонты кремнистых и кремнисто-глинистых пород серовато-зеленого, реже красного цвета – 50–60 м.

Далее следует зона дробления и расщепления мощностью около 40 м.

Как показывают наши наблюдения, крайне западные выходы описываемых отложений, расположенные в пределах пос. Хайрюзово, имеют в целом аналогичный состав, но обращает на себя внимание существенно меньшее количество в разрезе тонкозернистых и кремнистых пород. Последние, если присутствуют, образуют невыдержанные, маломощные прослои и линзы, свидетельствующие о прерывистом и неравномерном характере осадконакопления.

Извлеченная из прослоев кремнистых туффитов нижних частей разреза микрофауна радиолярий и фораминифер (обр. 60/01Д; колл. Д.В. Курилова) позволила датировать описываемые отложения хребта Каныч коньяком – ранним кампаном [Вишневская и др., настоящий сборник]. Западной границей их распространения служит тектоническое нарушение, по которому они граничат с песчаниками ильинской свиты раннего миоцена.

Пирокластические и вулканогенно-осадочные породы

Пирокластические породы представлены мелко-среднеобломочными витрокристаллолитокластическими туфами, сложенными в значительной

степени шлаковыми фрагментами сильно пузыристых базальтов, нередко содержащими крупные вкрапленники клинопироксена и плагиоклаза, изредка магнетита, которые в дезинтегрированном состоянии составляют кристалло- и витрокластические компоненты породы. Миндалины выполнены зеленовато-желтым хлоритом, а основная масса почти нацело замещена цеолитом. Кроме этого, туфы содержат, в разных количествах, но постоянно, обломки лав массивных, слабо миндалекаменных, иногда гематитизированных микропорфировых базальтов, реже андезитов и дацитов. Связующая витрокластическая масса также в значительной степени замещена цеолитом; иногда цеолитизация развивается послойно, подчеркивая слоистость пород и заметно их осветляя.

Основной литологический фон разреза верхнемеловых толщ хребта Каныч составляют тефроидные и вулканотерригенные песчаники и гравелиты, которые по составу аналогичны туфам, связаны с ними и между собой постепенными переходами и формировались в результате их размыва. Их общими свойствами являются слабая окатанность и плохая сортировка; состав обломков тот же, что и в туфах: афировые и порфировые базальты, андезиты и дациты.

Туфоаргиллиты и туфоалевролиты образованы тонкообломочной, в разной степени перемытой вулканокластикой базальтового состава. Кремнистые туффиты также насыщены базальтовой витрокластикой, часто придающей породе слоистое строение.

ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ПРОДУКТОВ ВУЛКАНИЗМА И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Как отмечалось выше, среди описываемых отложений отсутствуют эффузивные породы. Поэтому для общей характеристики состава вулканизма были измерены содержания петрогенных, малых и редких элементов в трех образцах мелкообломочных туфов андезит-базальтового состава (K101/3, K103/4 – гора Ируней; K142/1 – район горы Острая) и в пяти образцах тонкооб-

ломочных, кристалло-витрокластических туфов андезитового, дацитового и дацит-риолитового состава (K183/3 – район горы Ируней; K140/1, K143/1, 153/1 – район горы Острая, В-5 – хр. Берлога). Следует, однако, учитывать, во-первых, что все туфы, в особенности, основные и средние, как указывалось выше, часто содержат ксенолиты лав различного состава, поэтому оценка их состава должна приниматься с известной долей условности. В отличие от них, состав кислых туфов ближе к первичному, поскольку анализировались пепловые разности, в значительной степени лишенные чужеродной примеси. Во-вторых, породы испытали зеленокаменный метаморфизм, который мог частично изменить содержания и соотношения легкоподвижных, в первую очередь щелочных и щелочноземельных, элементов.

Валовый химический состав пород хорошо согласуется с их петрографическим составом. Андезит-базальтовые туфы характеризуются умеренными содержаниями MgO (4,8–6,85%), Al₂O₃ (15–16%) и несколько повышенными содержаниями FeO* (9,9–11,7%), что обуславливает увеличенные значения отношения FeO*/MgO (1,37–2,31). Это сближает их с породами толеитовой серий, что находит отражение на приводимых ниже петрохимических диаграммах (рис. 4а–с). Общая сумма щелочей варьирует от 2,23 до 4,54%, при вариациях содержаний K₂O (1,25–2,01%) и отношения K₂O/Na₂O (0,34–1,12), и на диаграмме (Na₂O+K₂O)–SiO₂ они попадают в субщелочную область (см. рис. 4а). Повышение содержания калия сопровождается увеличением концентрации в породах Rb (18–24г/т), Ba (225–421г/т), Sr (208–293г/т), при сохранении относительно низких значений Zr (53–96г/т) и Y (23–35 г/т), что является общим свойством пород островодужного генезиса. Таким образом, в целом андезит-базальтовые туфы могут быть охарактеризованы как умеренно щелочные породы с толеитовой тенденцией дифференциации.

Дацитовые и дацит-риолитовые туфы относятся к разностям с умеренным содержанием глинозема (13,21–15,56%) и щелочей (4,02–9,37%) и варьирующими, но в основном повышенными значениями K₂O (0,45–3,83%) и K₂O/Na₂O (0,12–0,69). Значения Rb, Ba, Sr также заметно варьируют, но не показывают ни устойчивой взаим-

ной корреляции, ни корреляции с содержаниями калия. На петрохимических диаграммах (см. рис. 4а–с) точки составов располагаются, в основном, в поле известково-щелочных пород, отличаясь по характеру дифференциации от туфов андезит-базальтового состава. На дискриминационных диаграммах Пирса Rb – (Y+Nb), Nb – Y [Pearce et al., 1984] (рис. 4г, д) рассматриваемые породы занимают область составов кислых магматических пород островных дуг.

График распределения редких земель (рис. 5а) также согласуется с их принадлежностью к известково-щелочной серии и характеризуется умеренно высоким общим уровнем содержания редких земель и умеренно высокими значениями отношения La_n/Yb_n (2,5–2,7). Для двух из трех образцов отмечается наличие отрицательной Eu аномалии, указывающей на участие плагиоклаза в процессе фракционирования расплава.

С целью найти возможный аналог верхнемелового Ирунейского островодужного вулканизма среди современных островных дуг, мы предприняли попытку сравнить исследуемые дацит-риолитовые туфы с несколькими представительными составами дацит-риолитовых туфов и лав из разного типа островных дуг. Приводимые на графиках (рис. 5б, в) дацитовые и дацит-риолитовые составы из кальдеры Макаули дуги Кермадек [Smith et al., 2003], кальдеры Узон Камчатской дуги [Геохимическая типизация..., 1990] и вулкана Катмай на Аляске [Hildreth, 1983] подобраны по принципу сходства в степени обогащения легкими редкими землями с исследуемыми породами (La_n/Sm_n ≈ 1,5–2); для сравнения приведены также составы риолитового туфа из фронтальной части дуги Тонга [Bloomer et al., 1994] и дацита из Южно-Сэндвичевой дуги [Pearce et al., 1995]. Анализ графика (см. рис. 5б) показывает, что риолит дуги Тонга значительно отличается от рассматриваемых составов, характеризуясь резким дефицитом легких редких земель и сильным обогащением группой тяжелых редких земель в сочетании с крупной отрицательной европиевой аномалией. Дацит Южно-Сэндвичевой дуги при сходном с рассматриваемыми породами содержании тяжелых редких земель отличается существенно более низким значением La_n/Sm_n отношения. Риолит Камчатской дуги

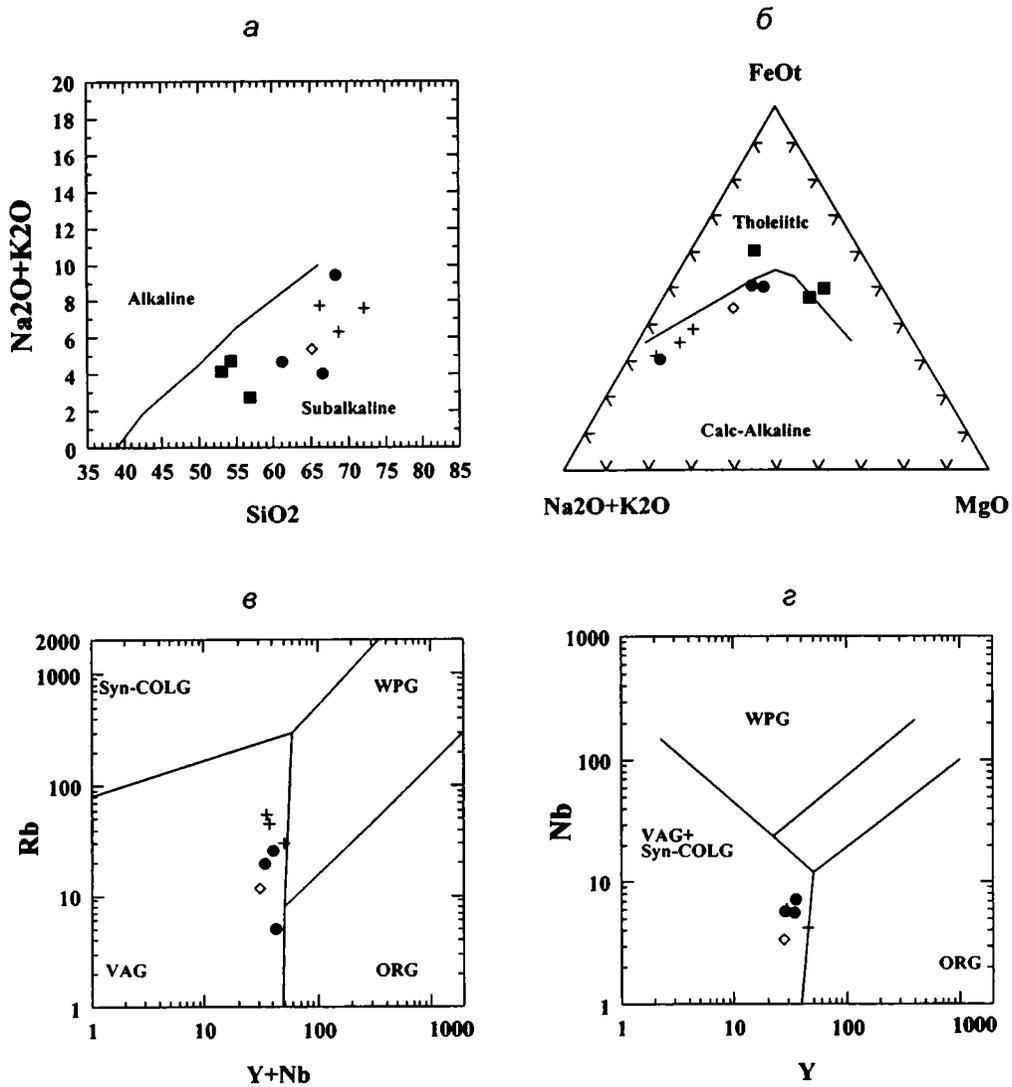


Рис. 4. Классификационные и дискриминационные диаграммы для базальтовых туфов и дацит-риолитовых туфов и субвулканических интрузий Ирунейского района

a, б – см. на рис. 2;

в – $\text{Log} Y + \text{Nb} - \text{Log} Rb$ [Pearce, 1984]. Поля гранитов: Syn-COLG – синколлизонных; VAG – вулканических дуг; WPG – внутриплитных; ORG – океанических хребтов;

з – $Y - Nb$ [Pearce, 1984]. Обозначения, аналог рис. 4в.

Черные квадраты – базальтовые туфы хр. Паншетоям (г. Ируней); черные кружки – дацит-риолитовые туфы: хр. Паншетоям (г. Ируней), незаполненные ромбы – хр. Берлога; крестики – дацит-риолитовые субвулканические интрузии хр. Паншетоям

имеет близкую степень обогащения легкими землями, но, вместе с тем, и большее содержание тяжелых земель и значительно большую отрицательную европиевую аномалию. Ближе всех к рассматриваемым породам на этом графике находится дацит-риолитовый туф дуги Кермадек,

но и он обладает несколько более высоким уровнем тяжелых редких земель.

Наилучшее совпадение по характеру распределения редких земель показывает пепловый дацитовый туф вулкана Катмай на Аляске, который, однако, лишен европиевой аномалии (см. рис. 5е).

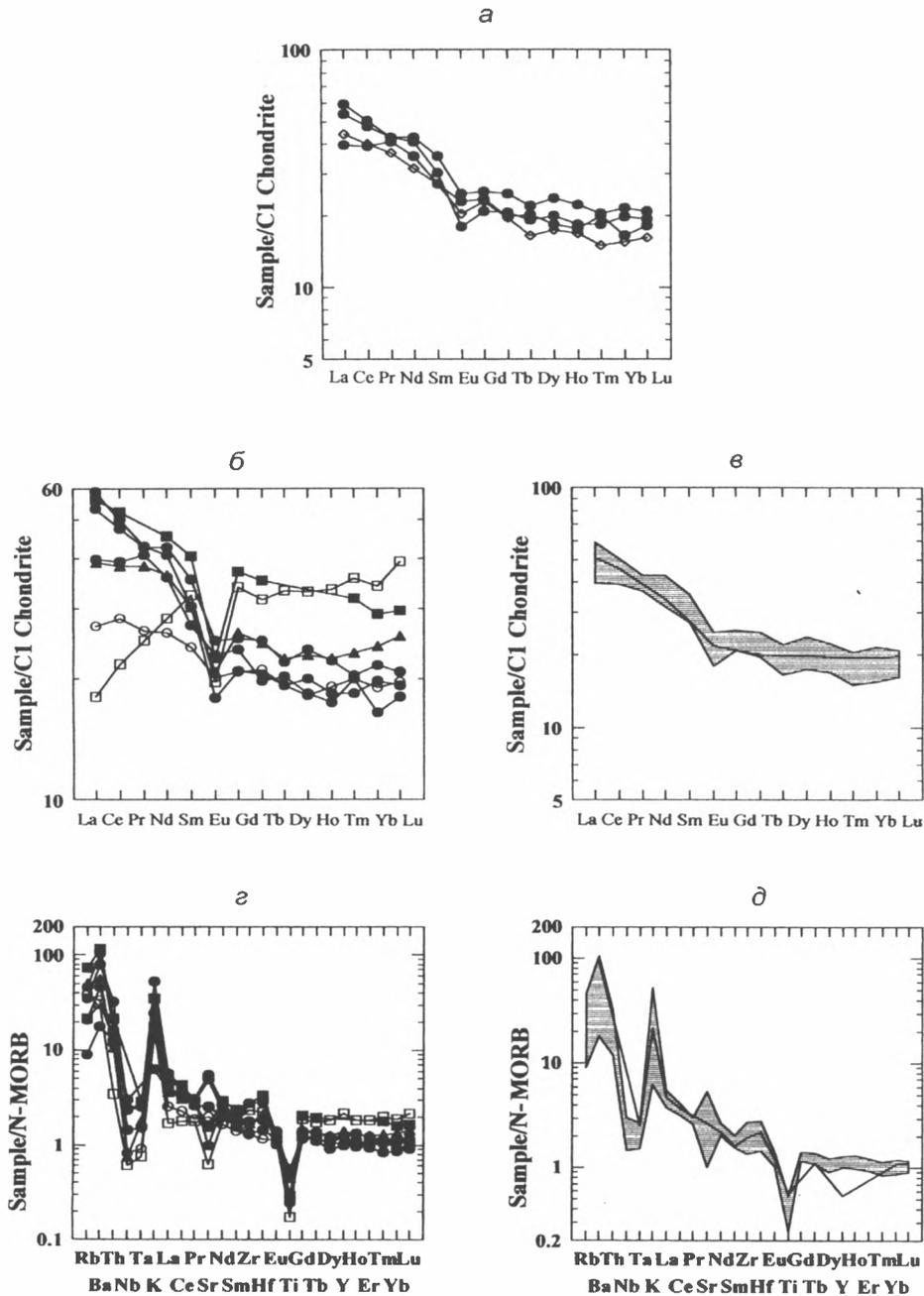


Рис. 5. Графики распределения РЗЭ, нормированных по хондриту (*а–в*) и расширенные графики редких элементов, нормированные по N-MORB (*з, д*) для пород дацит-риолитового состава

а – хр. Панзетоям (черные кружки), хр. Берлога (незаполненный ромб); *б* – дацит-риолитовые туфы Ирунейского района (черные кружки), дацитовый туф, кальдера Макаули, дуга Кермадек [Smith et al., 2003] (черные треугольники), риолит, кальдеры Узон, Камчатская дуга [Геохимическая типизация..., 1990] (черные квадраты), дацит, Южно-Сэндвичева дуга [Pearce et al., 1995] (незаполненные кружки), риолитовый туф, дуга Тонга [Bloomer et al., 1994]; *в* – поле составов дацит-риолитовых туфов Ирунейского района и кривая распределения редких земель дацитового туфа вулкана Катмай, Аляска [Hildreth, 1983]; *з, д* – условные обозначения на рис. 5б, в.

Нормирующие значения хондрита C1 и N-MORB по [Sun, McDonough, 1989]

Этот образец демонстрирует также сходство с исследуемыми дацит-риолитовыми туфами и по другим редким элементам, как это следует из графика на рис.5д.

Таким образом, имеющиеся данные дают основание считать, что вулканы Ирунейского района имеют островодужную природу и, основываясь на данных по кислым породам, отличаются от вулканитов океанических островных дуг наличием в своем составе энсиалической тенденции. Последняя предполагает возрастание в составе пород относительной доли легких литофильных элементов, что, в геодинамическом плане, может быть связано с увеличением мощности коры под островной дугой.

Для того, чтобы качественно оценить это предположение, мы воспользовались дискриминационной диаграммой М. Гортон и Е. Шендланд, представляющую собой вариант диаграммы Th/Yb–Ta/Yb для базальтовой группы пород [Pearce, 1983], видоизмененной для пород среднего и кислого состава [Gorton, Schanland, 2000]. Нанесенные на диаграмму точки составов из различных островных дуг и активных окраин мы объединили в условные поля, в каждом из которых находятся представители вулканических структур, расположенных на коре примерно сопоставимой мощности и зрелости (рис. 6). В поле I попадают породы дуг Лузон, Тайвань и Бабуин; в поле II – породы дуг Тонга-Кермадек, Идзу-

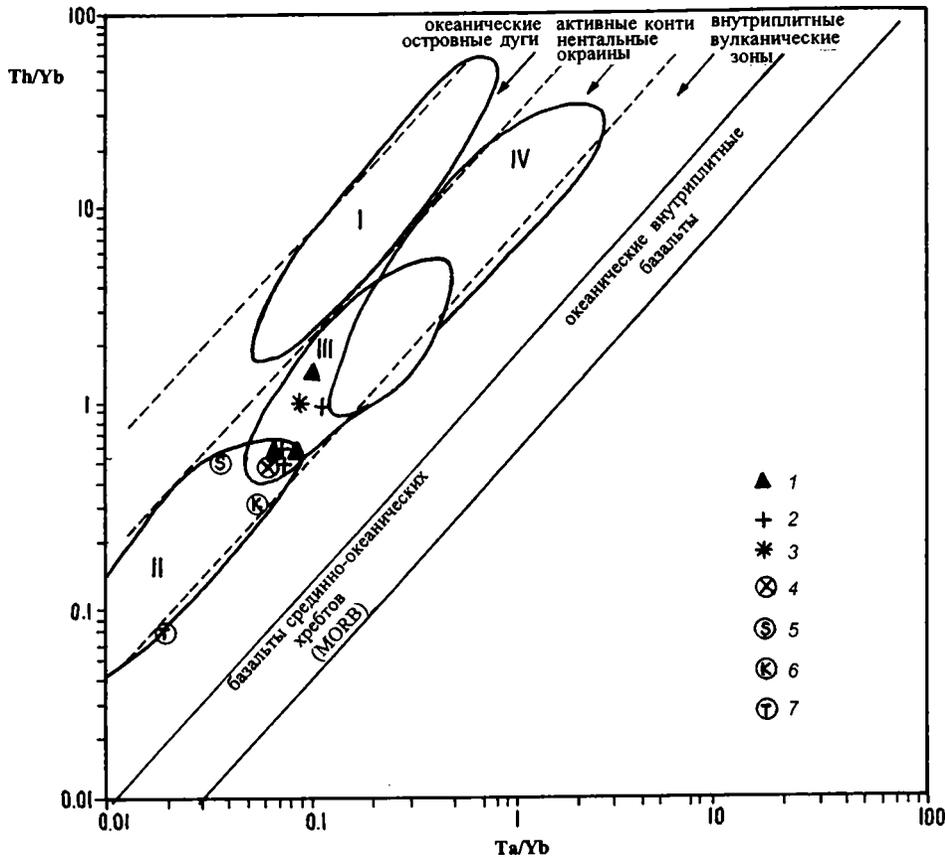


Рис. 6. Дискриминационная диаграмма Th/Yb – Ta/Yb для пород среднего и кислого состава Ирунейского района и различных островных дуг [Gorton, Schanland, 2000]

Поля I, II, III, IV – пояснения в тексте. 1, 2 – Ирунейский район: 1 – дацит-риолитовые туфы; 2 – субвулканические интрузии; 3 – дацитовый туф, вулкан Катмай, Аляска; 4 – риолит, кальдера Узон, Камчатская дуга; 5 – дацит, Южно-Сэндвичева дуга; 6 – кальдера Макаули, дуга Кермадек; 7 – риолитовый туф, дуга Тонга (ссылки на рис. 5)

Бонин и Новая Британия; в поле III – породы дуг Сан-Николас, Мексика; Катмай, Аляска, третичные лавы Японии, Санторин и Эсими, Греция; в поле IV – четвертичные лавы Японии и породы Чилийских и Аргентинских Анд. Следует отметить частичное перекрытие полей, которое может быть истолковано как региональные вариации в составе и мощности коры островных дуг. На рассматриваемую диаграмму, помимо исследуемых образцов дацит-риолитовых туфов, нанесены также составы пород из островных дуг, использованные при сравнительном анализе редких земель (рис. 5б, в), а также анализы субвулканических пород дацит-риолитового состава синколлизийного этапа развития, описание которых будет приведено ниже. Диаграмма показывает, что исследуемые образцы попадают в поле III, занимаемое представителями островных дуг с увеличенной мощностью коры, причем большая их часть в нижний угол, в область перекрытия с породами дуг с океаническим типом коры. Интересно отметить, что наиболее близкое положение к исследуемым породам занимают образцы из вулкана Катмай, дуг Камчатской и, отчасти, Кермадек и Южно-Сэндвичевой, что в целом хорошо согласуется с графиками распределения редких элементов. Таким образом, можно предположить наличие под верхнемеловой дугой, фрагменты которой вскрыты в пределах Ирунейского района, увеличенной мощности коры, признаки которой, как предполагается, отражены в составе вулканических пород.

Субвулканическая серия

Субвулканическая серия пород распространена преимущественно в районах хребта Паншетоам и бассейна р. Тихая (хребты Берлога и Каныч) и включает два генетических типа: *контрастную ассоциацию* базальт-дацит-риолитового состава с супрасубдукционными характеристиками и *диабазовую интрузию* состава N-MORB.

Породы базальтового состава *контрастной ассоциации* представлены диабазами, которые образуют как согласные, так и секущие тела мощностью от одного до нескольких десятков метров. Маломощные дайки слабо раскристаллизо-

ваны, обладают базальтовыми структурами и содержат в небольшом количестве плагиоклазовые или плагиоклаз-клинопироксеновые вкрапленники. Крупные тела раскристаллизованы более равномерно и обладают офитовой структурой. Кроме главных минералов – плагиоклаза и клинопироксена, в качестве второстепенных присутствуют рудный минерал, калиевый полевой шпат и кварц. Присутствие последнего особенно важно, поскольку он встречается в диабазах обоих названных районов и является фактически типоморфным минералом для всей группы пород; на основании этого признака породы могут быть охарактеризованы как кварцевые диабазы. Кварц кристаллизовался как остаточная, межзерновая монокристаллическая фаза в тесном сростании с плагиоклазом и калиевым полевым шпатом, в некоторых случаях в составе мирмецитовых структур и, безусловно, не является минералом, связанным с более поздней, наложенной, метаморфической стадией изменения породы. В качестве аксессуаров в диабазах хребта Паншетоам отмечаются роговая обманка и биотит, отсутствующие в диабазах хребта Берлога. Описываемые породы испытали зеленокаменное изменение, которое выразилось в образовании хлорита, пренита, изредка актинолита, соссюритизации или в альбитизации плагиоклаза.

По валовому составу диабазы принадлежат к базальтовой группе пород с вариациями SiO_2 (48–54%) и с умеренным содержанием щелочей, отвечающему уровню субщелочной группы пород (рис. 7а). Вместе с тем они обладают несколько повышенным и устойчивым содержанием K_2O , которое для большей части диабазов хребта Паншетоам составляет 0,94–1,41%, реже 0,10–0,14% и 1,15–1,99% для диабазов хребта Берлога. Повышенное содержание калия сопровождается увеличенными значениями Rb (10–18 г/т), Ba (287–806 г/т), Sr (325–498 г/т), для низкокальциевых разновидностей они составляют соответственно 1,27–1,75; 58–106; 96–123, и, в целом, по-видимому, соответствуют их первичному уровню, если учитывать наличие в породах интерстициального калиевого полевого шпата. На диаграмме $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (не приводится) диабазы в основном занимают поля составов известково-щелочной, отчасти высококальциевой известково-щелочной серий.

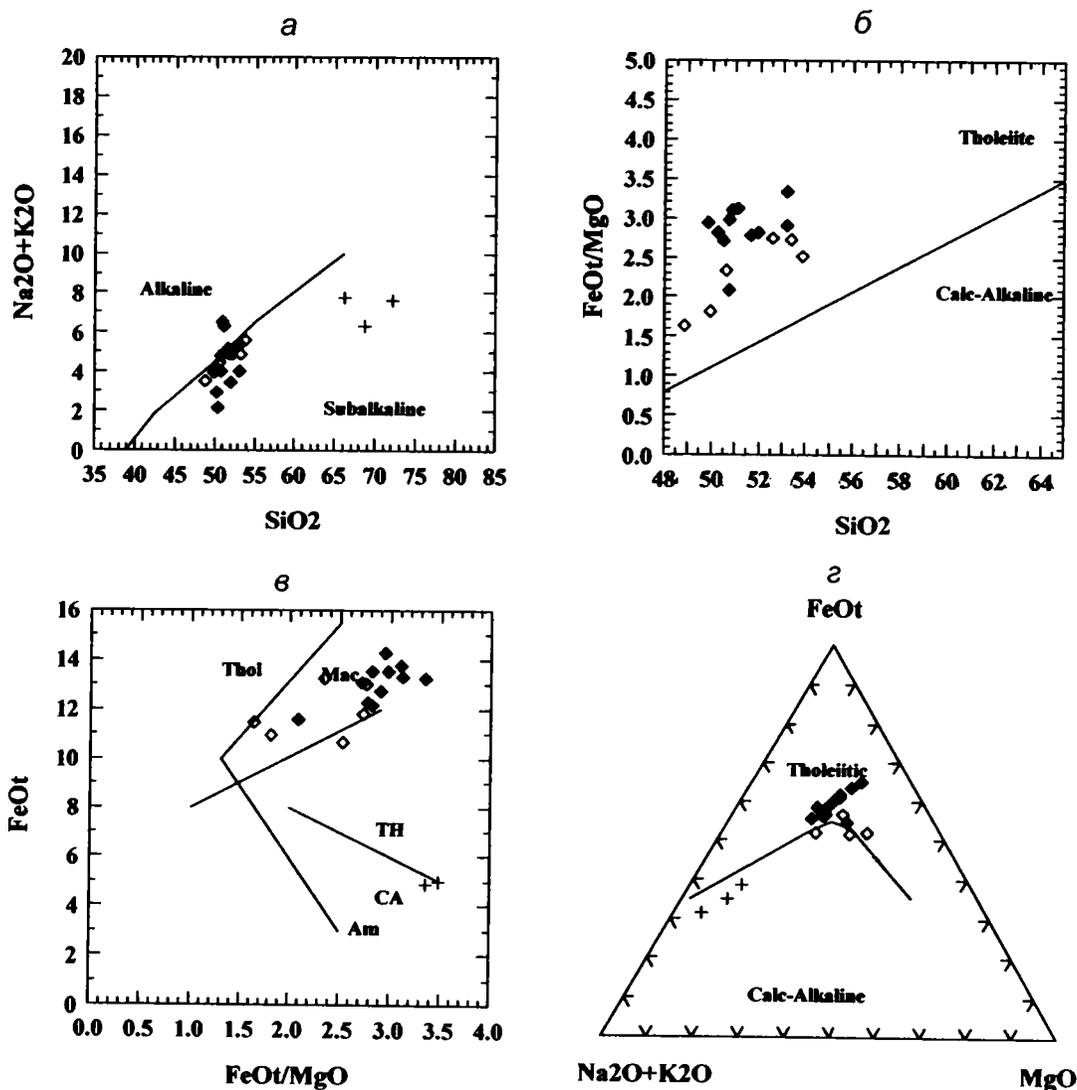


Рис.7. Классификационные диаграммы для пород субвулканической серии

Для рис. 7а, б, г, пояснения и ссылки на рис. 2; рис. 7в – FeO* – FeO*/MgO [Miyashiro, 1974]. Поля составов: Thol, TH – толеиты; CA – известково-щелочные. Тренды: Mac – Макаули, Кермадек; Am – Амаги, Япония. Субвулканическая серия Ирунейского района: диабазы хр. Паншетоям (черные ромбы); диабазы хр. Берлога (незаполненные ромбы); дацит-риолиты хр. Паншнтоям (крестики)

Но эта характеристика находится в контрасте с относительно низким содержанием в породах глинозема (14–16%) и, в особенности, с поведением фемических компонентов. Большая часть диабазов обладает низким содержанием MgO (в среднем 4–5%, редко до 7%) и высокой концентрацией железа (FeO* = 11–14%). Пределы значений отношения FeO*/MgO составляют 1,6–3,3. Высокая степень дифференцированности по-

род проявляется также в их гиперстен – и кварц-нормативном составе, что хорошо коррелируется с наличием модалного интерстиционного кварца в диабазах и свидетельствует о насыщенности расплавов кремнеземом, содержание которого росло в ходе дифференциации совместно с интенсивным накоплением железа. Описываемая тенденция является базовой характеристикой типичной толеитовой магмы и графи-

чески иллюстрируется на петрохимических диаграммах (рис. 7б–г), на которых составы диабазов не только попадают в поле толеитовых пород, но и демонстрируют отчетливый железистый тренд.

Толеитовый характер фракционирования магмы способствует увеличению уровня концентрации в расплаве некоторых сидерофильных и литофильных элементов (TiO_2 достигает 1,5%, V – почти 800 г/т, Zr – 100 г/т, Y – 47, Nb – 0,33 г/т, Ta – 0,18 г/т), которые могут соответствовать концентрации этих элементов в океанических базальтах, но низкое содержание Cr (11–50 г/т) и Ni (15–40 г/т) подтверждает сильно дифференцированный состав серии. Однако уровень концентрации малых и редких элементов в исходной магме был существенно ниже и отвечал островодужному толеиту. Принадлежность пород диабазовой серии к базальтам островных дуг проявлена на дискриминационных диаграммах (рис. 8а–г). Смещение точек составов в область океанических пород обусловлено, как уже отмечалось выше, процессами фракционирования толеитовой магмы.

Характер распределения редких земель приводится на рисунке 9а. График наглядно демонстрирует перекрытие полей составов диабазов хребтов Паншетоям и Берлога, свидетельствующее о близком составе их мантийных источников и сходных условиях магмообразования. В более полной мере это проявлено на расширенном графике нормированных отношений литофильных элементов, на котором обе группы пород согласовано повторяют общие особенности составов: наличие положительных аномалий Ba, Rb, Th, K, Sr, отчасти La и Ce, избыточное содержание которых в породах островных дуг связано с поступлением их в область магмогенеза из зоны субдукции, и наличие отрицательных Ta–Nb, Zr–Hf, Ti аномалий, указывающих, по-видимому, на участие сильно истощенного мантийного источника [McCulloch, Gamble, 1991]. В целом общий характер распределения редких элементов подтверждает принадлежность диабазов к островодужным толеитам.

Дацит-риолиты *контрастной ассоциации* распространены значительно меньше диабазов и установлены только в пределах хребта Панше-

тоям. Они образуют тела изометричной или вытянутой формы, нередко согласные с напластованием пород, мощностью до 10 м. На левом борту р. Кылынк, у западного подножия горы Ируней, встречена субвулканическая интрузия плагиодацитов протяженностью не менее 500 м.

Петрографически дацит-риолиты представляют собой мелкопорфировые породы с содержанием вкрапленников, не превышающим первые проценты. Вкрапленники образованы альбитизированным плагиоклазом размером до 2 мм, в подчиненном количестве темноцветными минералами, замещенными хлоритом, иногда совместно с эпидотом, и магнетитом. Отмечается присутствие микроксенолитов эффузивов основного состава. В дацитах основная масса сложена мелкокристаллическим агрегатом альбита, в небольшом количестве калиевого полевого шпата, хлорита и магнетита. В более кислых разностях в составе основной массы увеличивается количество калиевого полевого шпата и появляется кварц.

Изучение петро-геохимического состава пород было проведено для двух образцов дацитов и одного – риолита. Полученные данные показывают большое сходство субвулканических пород с описанными выше дацит-риолитовыми туфами вулканических толщ. Они так же, как и туфы, характеризуются умеренными содержаниями глинозема (14–16%) и щелочей (6–8%), хотя для дацитов отмечается превышение содержания калия над натрием ($K_2O/Na_2O=0,84–1,7$). Однако график распределения редких земель и расширенный график распределения редких элементов для обеих групп пород в целом совпадают (см. рис. 9а, б).

Возраст контрастной субвулканической серии

Для определения времени субвулканических пород базальт-дацит-риолитовой серии было выполнено K/Ar определение возраста четырех образцов диабазов и одного образца дацита. Два образца диабаза и дацит взяты из хребта Паншетоям, два образца диабаза – из хребта Берлога. Результаты исследований приводятся в таблице.

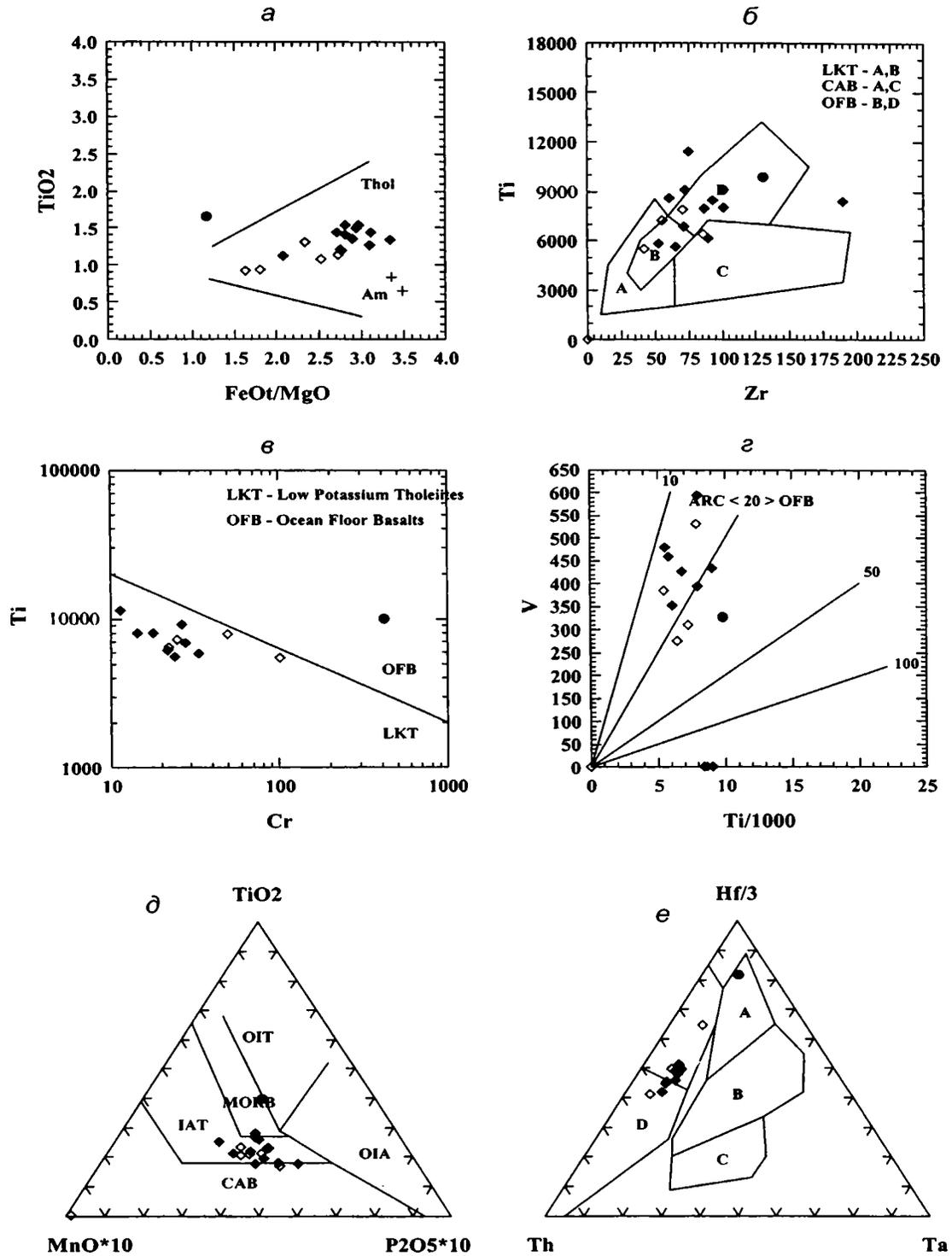


Рис. 8. Классификационные и дискриминационные диаграммы для пород субвулканической серии
 а – FeOt/MgO – TiO₂ [Miyashiro, 1974]. Тренды: Thol – толеиты; Am – Амаги, Япония; б–е – пояснения и ссылки на рис. 2.

Долеритовая интрузия хр. Берлога (черные кружки), диабазы хр. Паншетоям (черные ромбы), диабазы хр. Берлога (незалитые ромбы);

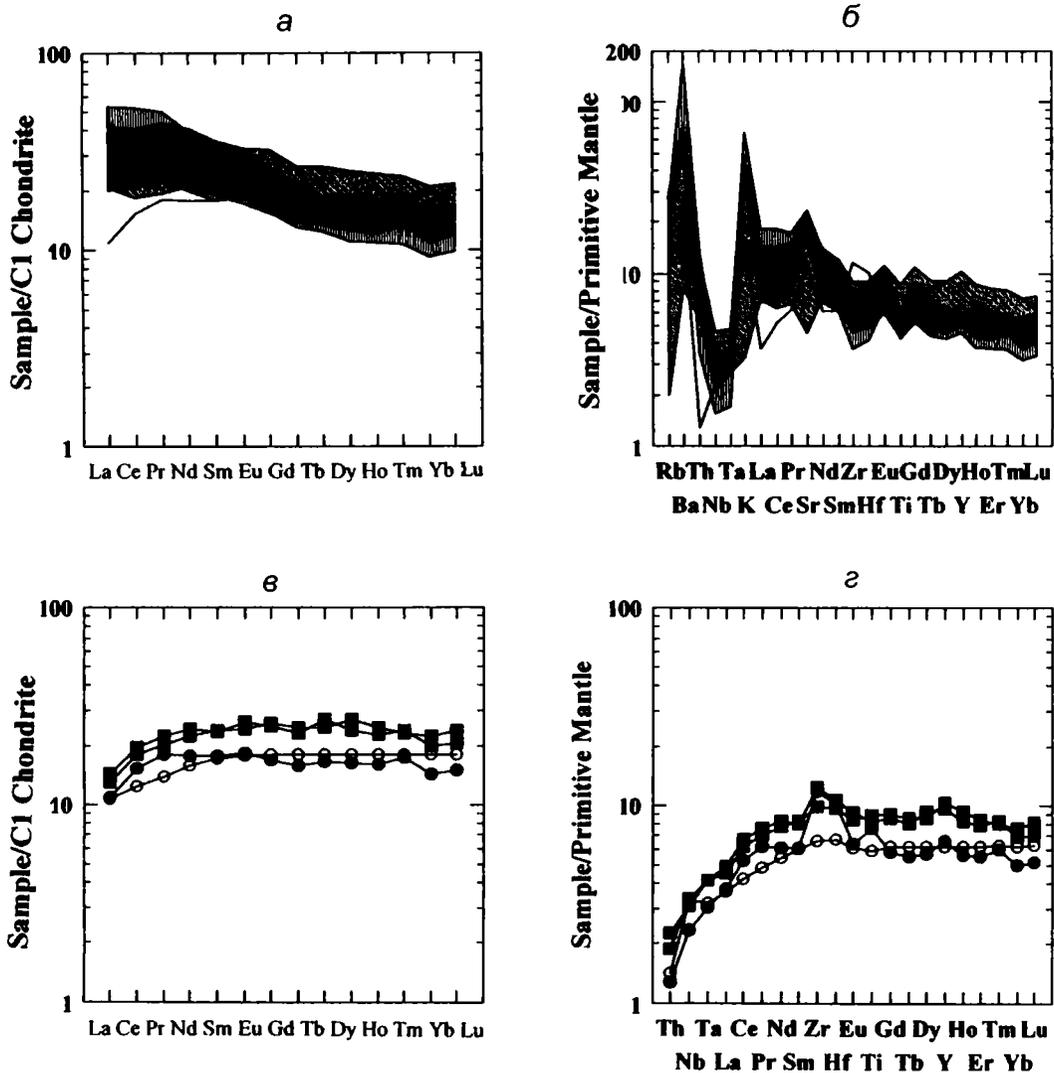


Рис. 9. Графики распределения РЗЭ, нормированных по хондриту (а, в) и по примитивной мантии (б, г) для диабазов Ирунейского района, долеритовой интрузии хр. Каньч и базальтов хр. Рассошина
 а, б – диабазы: хр. Паншетоям (вертикальная штриховка); хр. Берлога (косая штриховка); диабазовая интрузия хр. Каньч (линия); в, г: диабазовая интрузия (черные кружки), базальты р. Рассошина (черные квадраты), базальты N-MORB (незаполненные кружки).

Содержания элементов в базальте и нормирующие значения хондрита и примитивной мантии по [Sun, McDonough, 1989]

Полученные результаты показывают, что образование субвулканической серии должно было продолжаться в течение 13 млн. лет с начала маастрихта до начала среднего палеоцена. Поскольку завершение развития верхнемеловой островной дуги и ее коллизия с Азиатской окраиной

фиксируются началом формирования молассового комплекса, датированного ранним палеоценом [Нижний палеоген..., 1997; Чехович, Сухов, настоящий сборник], то оказывается, что образование серии продолжалось в довольно широком временном интервале. Объяснение этому, воз-

Таблица 1

Результаты определения К/Аг возраста пород субвулканической серии

№ п/п	№ образца	Название породы	Место взятия образца	Калий, % ± σ	⁴⁰ Аг _{рад} (нг/г) ± σ	Возраст, млн. лет ± 1,6σ
1	134/2	Диабаз	Хребет Паншетоям	1,07±0,02	5,05±0,18	67±4
2	136/1	—	—	0.600±0.015	3.06±0.12	72±5
3	Б-1/00	—	Хребет Берлога	1,25±0,02	5,32±0,16	60,5±1,5
4	Б-17/00	—	—	1,49±0,02	6,83±0,23	65±4
5	170/1	Дацит	Хребет Паншетоям	1,78±0,02	7,46±0,24	59±3,5
6	К-1/00	Диабаз	Хребет Каныч	0,94±0,02	4,91±0,16	74±2

Анализы выполнены в Лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Аналитик М.М. Аракелянц. Определение содержания радиогенного аргона проводилось на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера ³⁸Аг; определение калия – методом пламенной спектрофотометрии. При расчете возраста использованы константы: $\lambda_K = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{год}^{-1}$, $\lambda_{\text{Ar}} = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{год}^{-1}$, $^{40}\text{K} = 0,01167 (\text{ат.}\%)$.

можно, следует искать в длительном сохранении остаточных коровых очагов с продолжающимся фракционированием магматических расплавов, которые постепенно в ходе коллизии выдвигались в верхние горизонты коры в виде дайковых пород сильно дифференцированного состава.

Диабазовая интрузия N-MORB состава

Особый интерес представляет находка диабазовой интрузии состава океанического базальта, залегающая среди островодужных вулкано-обломочных отложений хребта Каныч (р. Тихая). Интрузия представляет собой силл мощностью примерно 40 м, описание положения которого в разрезе дано в разделе, посвященном хребту Каныч. Порода обладает мелкокристаллической порфиновой структурой с содержанием вкрапленников 15–20%. Вкрапленники образованы альбитизированными лейстами плагиоклаза размером до нескольких миллиметров, ядра которых ранее насыщенные расплавами включениями, позже были замещены хлоритом. Основная масса имеет неоднородное строение и состоит из относительно крупных, до 1 мм, участ-

тков хлоритизированного стекла и участков, сложенных мелкокристаллическим агрегатом альбита, клинопироксена и рудного минерала с микрогранулярной структурой.

По составу она представляет собой сильно альбитизированный базальт (“спилит”) с аномально низким СаО (2,01%) и высокими содержаниями Na₂O (4,4%) и воды (п.п.п. – 7,36%). Содержания калия имеют невысокие значения К₂O (0,47%), но Rb (12,9 г/т), Ва (152 г/т), Sr (235 г/т) увеличены. Порода также обладает довольно высокими содержаниями MgO – 8,93%; Cr – 417 г/т; Ni – 192 г/т. Вместе с тем, несмотря на заметную степень изменения, порода характеризуется значениями TiO₂ – 1,65%; Zr – 131 г/т; Hf – 3,11 г/т; Y – 30 г/т; Nb – 1,65 г/т; Та – 0,12 г/т; Th – 0,11 г/т, отвечающими океаническим толеитам, и мантийными значениями отношений Nb/Та – 13,7 и Zr/Hf – 42.

Сравнивая положение состава диабазовой интрузии с составами островодужных диабазов контрастной серии на дискриминационных геохимических диаграммах (см. рис. 8), следует отметить, что на всех без исключения диаграммах рассматриваемая порода попадает в область составов океанических базальтов. Еще более наглядными являются сравнительные графики рас-

предела редких земель и расширенные графики распределения редких элементов, которые построены не только для диабазов контрастной серии, но и для океанических базальтов р. Рассошина (см. рис. 9а, б). Графики отражают принципиальные различия в редкоэлементном составе пород островодужного и океанического типа. Диабазовая интрузия демонстрирует дефицитное распределение элементов, аналогичное для океанических базальтов типа N-MORB и базальтов р. Рассошина. Диаграмма Th/Yb–Ta/Yb [Pearce, 1983] (рис. 10) позволяет в обобщенном виде иллюстрировать наличие в составе верхнемеловых островодужных толщ присутствие пород состава базальтов N-MORB.

Происхождение и возраст диабазовой интрузии состава N-MORB

Отсутствие в геохимическом составе диабазовой интрузии супрасубдукционных признаков – Nb–Ta аномалии и обогащения Th относительно La, Ta и Nb на расширенном графике распределения редких элементов – имеет принципиальное значение. Это свидетельствует о том, что образование расплава, исходного для диабазовой интрузии, происходило вне области воздействия субдукционных флюидов и выплавления островодужных магм и должно было осуществляться из астеносферной мантии. (Повышенное содержание в породе K_2O , Rb, Ba, Sr не может рас-

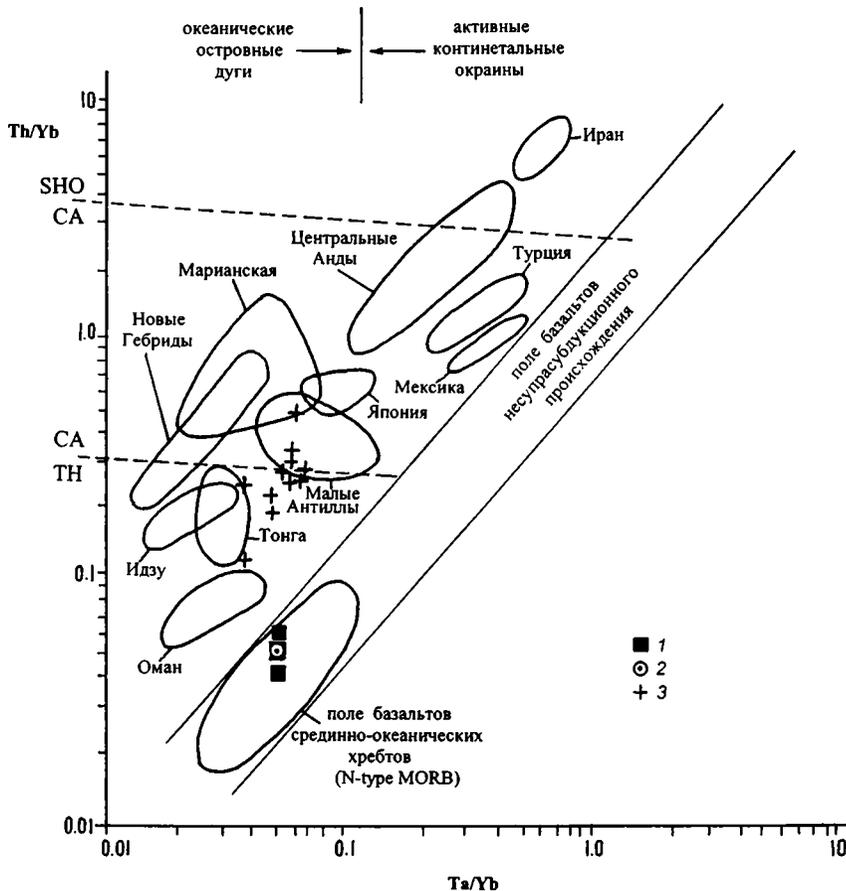


Рис. 10. Дискриминационная диаграмма Th/Yb – Ta/Yb для базальтовой р. Рассошина, хр. Берлога, диабазов Ирунейского района, [Pearce, 1983] для базальтов

Черные кружки – базальты р. Рассошина; черные квадраты – диабазовая интрузия хр. Берлога; незалитые кружки – диабазы Ирунейского района

смачивается как безусловное свидетельство поступления вещества из зоны субдукции, поскольку нельзя исключать позднее перераспределение элементов, связанное с метаморфизмом пород). Базальты типа N-MORB р. Рассошина, выплавлявшиеся из деплетированного астеносферного источника, как было показано выше, являются аналогом, наиболее близким по составу диабазовой интрузии, и их образование могло происходить в ходе развития общей для них палеогеодинамической обстановки. Для того, чтобы выяснить их временные соотношения, был определен К/Аг возраст диабазовой интрузии, который составил 74 ± 2 млн. лет, что соответствует позднему кампану (см. табл. 1, ан. 6) и хорошо согласуется с микропалеонтологическими и трековыми датировками, полученными для эффузивно-терригенной толщи р. Рассошина (см. раздел "Район р. Рассошина") и не противоречит коньяк-кампанскому возрасту вмещающих ее островодужных отложений.

Выводы

1. Изложенные данные позволяют рассматривать вулканические и вулканогенно-осадочные толщи, объединенные в пределах Ирунейского района, как фрагменты островной дуги; эти толщи накопились в результате деятельности вулканов центрального типа с высокой степенью эксплозивности в интервале времени от коньяка до маастрихта (?). Вулканические толщи образованы почти исключительно мелкообломочными продуктами пирокластических выбросов. Извержения происходили в подводной, мелководной, частично азральной обстановках, сопровождаясь мощными эксплозиями с захватом внутренних частей вулканических построек и сильной дезинтеграцией извергаемого материала. Вулканогенно-обломочные и вулканогенно-кремнистые отложения накапливались, по-видимому, в пространстве между вулканическими центрами или в тыловой части дуги, формируя периферические и дистальные фации осадочного клина.

2. По составу вулканизм представляет собой непрерывно дифференцированную базальт-андезит-дацит-риолитовую серию, которая в петроло-

гическом отношении проявляет себя как бимодальная ассоциация. Основные по составу члены этой ассоциации характеризуются высокой железистостью и принадлежат толеитовому ряду пород. Породы дацит-риолитового состава относятся к известково-щелочной серии и, предположительно, могут рассматриваться как производные коровых расплавов; по геохимическим характеристикам они близки к кислым породам островных дуг с увеличенной мощностью коры.

3. Установлено, что диабазовая интрузия состава N-MORB, обнаруженная в бассейне р. Тихая (хребет Каныч), близка по составу океаническим базальтам р. Рассошина. Ее появление в разрезе островодужных пород предположительно вызвано процессами раскрытия в кампанское время Рассошинского окраинного бассейна, непосредственно граничащего с Ирунейским отрезком Западно-Камчатской островной дуги.

ПАЛАНСКИЙ РАЙОН

Верхнемеловые отложения изучались нами на трех участках побережья залива Шелихова (Охотское море) (с юга на север): мыс Кахтанский, мыс Пятибратский и междуречье рр. Палана–Анадырка. В пределах каждого из участков они образуют цепь непрерывных береговых обнажений различной протяженности (рис. 11). Отложения представляют собой дезинтегрированные фрагменты островодужного сооружения, сильно дислоцированные, образующие сложную чешуйчато-надвиговую структуру (рис. 12). Они смяты в складки различного порядка и разбиты на блоки, пластины и чешуи размером от нескольких метров до сотен метров, разделенные системой тектонических нарушений, часто имеющих послойный характер. С перекрывающими кайнозойскими толщами верхнемеловые отложения имеют в большинстве случаев тектонические контакты, за исключением района устья р. Анадырка, где гравелиты и конгломераты хулгунской свиты несогласно и с размывом залегают на дислоцированных кремнисто-туфогенных породах верхнего мела.

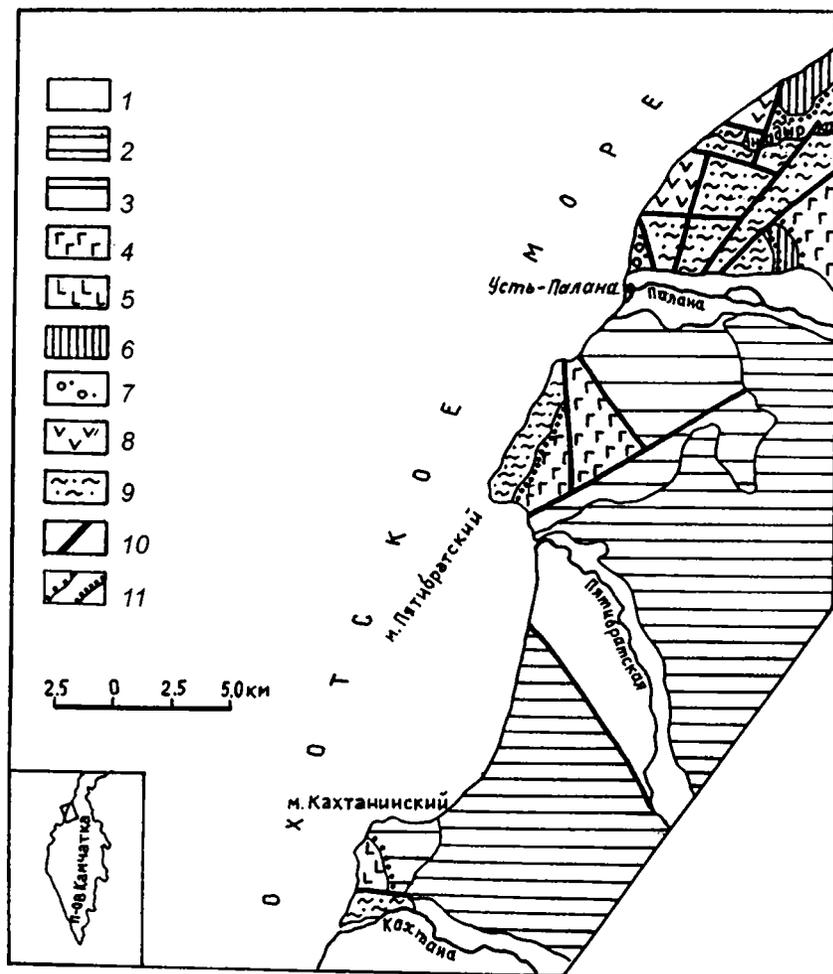


Рис. 11. Карта распространения верхнемеловых отложений побережья залива Шелихова (Охотское море) на участке от мыса Кахтанинского до устья р. Анадырки (составлена с использованием [Карта полезных... 1999])

1 – четвертичные отложения; 2 – неогеновые отложения нерасчлененные; 3 – отложения верхней части среднего эоцена – олигоцена; 4 – вулканогенные отложения кинкильской свиты (верхний эоцен); 5 – вулканогенные отложения кахтанинского комплекса (верхняя часть нижнего палеоцена – нижний эоцен); 6 – отложения нижнего палеоцена; 7 – кремнисто-обломочный комплекс (маастрихт – нижний палеоцен?); 8 – вулканическая толща кампана – нижнего маастрихта; 9 – вулканогенно-кремнистые отложения коньяка–маастрихта; 10 – сбросы, сдвиги; 11 – границы угловых несогласий

Изучение этой территории началось еще в 1932 г., когда вблизи пос. Палана в кремнистых отложениях М.Ф. Двали был выделен “паланский горизонт”, содержащий в изобилии сенонскую фауну иноцерамов [Геология СССР, 1964]. Позже, при геологосъемочных работах большая часть верхнемеловых отложений была отнесена к ирунейской свите [Демидов, Сулима, 1988]. В

последние годы проводилось стратиграфическое изучение этой территории, в ходе которого был выполнен большой объем микропалеонтологических исследований, расширивший спектр возрастных датировок от верхней юры до позднего маастрихта [Курилов, 2000; Палечек др., 2000, 2003]. Были предложены схемы расчленения верхнемеловых отложений, согласно которым пос-

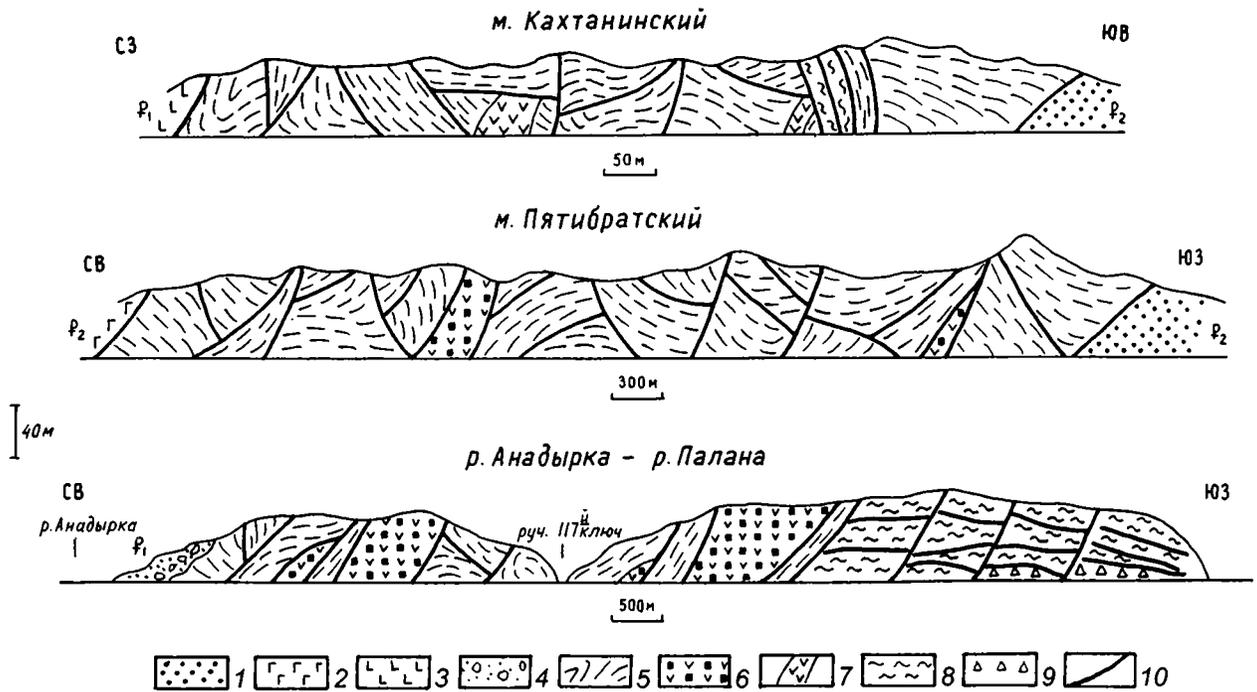


Рис. 12. Схематическая картина строения верхнемеловых отложений, обнажающихся в береговых обнажениях Паланского района

1 – песчаники среднего эоцена; 2 – вулканогенные отложения кинкильской свиты; 3 – вулканогенные отложения кахтанинского комплекса; 4 – отложения нижнего палеоцена; 5, 6 – кремнисто-вулканогенный комплекс: 5 – отложения кремнисто-туфогенного подкомплекса, 6 – отложения вулканогенного подкомплекса; 7 – дайки клинопироксеновых базальтов; 8, 9 – кремнисто-обломочный комплекс: 8 – пластины кремнистых пород, 9 – тектоно-обломочная толща; 10 – предполагаемые разломы

ледние подразделяются на: толщи вулканогенную и олистостромовую [Палечек и др., 2000, 2003], щелочных базальтоидов; сероцветную терригенно-кремнистую и туфогенно-кремнистую [Кузьмичев, Сухов, 2000] или на комплексы кремнисто-вулканогенный и кремнисто-обломочный [Чернов, Коваленко, 2003].

Вслед за работой [Чернов, Коваленко, 2003], в настоящей статье мы также подразделяем верхнемеловые отложения всех трех участков на комплексы: кремнисто-вулканогенный и кремнисто-обломочный.

Кремнисто-вулканогенный комплекс

Комплекс объединяет два подкомплекса: осадочный – кремнисто-туфогенный и вулканогенный – эффузивно-пирокластический.

Кремнисто-туфогенный подкомплекс образован вулканогенно-осадочными породами: кремнистыми туффитами, витро- и кристаллокластическими туфами, тефроидными и вулканотерригенными песчаниками, и составляет наиболее распространенную литологическую ассоциацию в пределах описываемой территории. Его возраст, по результатам микропалеонтологических исследований, укладывается в интервал от коньяка – раннего кампана до позднего кампана – маастрихта (здесь и далее определения В.С. Вишневской). Из-за сильной дислоцированности пород и их однообразного состава представляется затруднительным выделить в границах подкомплекса сколько-нибудь выдержанный стратиграфический горизонт. Результаты литологического изучения, однако, позволяют предполагать наличие в его составе двух литологических ассоциаций пород (двух толщ): песчано-кремнисто-туфито-

вой (тефроидной толщи) и туфо-песчано-кремнисто-туффитовой (туфо-тефроидной толщи). Хотя предлагаемое разделение основано на относительном обогащении разрезов и пород туфовым материалом и в определенной мере условно, оно призвано отразить их главное отличие. Тефроидная толща (песчано-кремнисто-туффитовая ассоциация) формировалась на удалении от вулканических центров в результате выноса и переотложения материала вулканических извержений и обеднена собственно туфовыми отложениями, тогда как туфо-песчано-кремнисто-туффитовая ассоциация (туфо-тефроидная толща) накапливалась в непосредственной близости от вулканических центров. Важно подчеркнуть, что обе толщи генетически представляет собой фациальные аналоги и, вполне возможно, что по простиранию и по разрезу они могут замещать друг друга, но из-за сложной тектонической, чешуйчато-надвиговой структуры и отсутствия детальных наблюдений этот вопрос остается открытым.

Результаты наблюдений позволяют предполагать, что тефроидная толща более характерна для южной части рассматриваемой территории, мысов Кахтанинский и Пятибратский. Так, на мысе Кахтанинский отложения этой толщи представлены чередованием неслоистых или слабо слоистых кремнистых туффитов темно-серого и черного цвета, обогащенных тонко рассеянным органическим веществом. Породы содержат прослой и линзы, мощностью до нескольких сантиметров, несортированных, мелкообломочных тефроидных песчаников, сложенных обломками кристаллов плагиоклаза, роговой обманки, магнетита, изредка кварца, и обломками эффузивов среднего состава. Местами наблюдаются крупные линзы вулканотерригенных песчаников, мощностью до 10 м, аналогичного состава.

На мысе Пятибратский тефроидная толща представлена переслаиванием зеленых и зеленовато-серых кремнистых туффитов с тонко- и мелкозернистыми тефроидными и вулканотерригенными песчаниками, сложенными кристаллокластикой андезит-базальтового состава – плагиоклазом, клинопироксеном, роговой обманкой, обломками эффузивов среднего, изредка кислого состава; часто отмечается присутствие плохо

сортированных пород, наблюдаются явления оползания и перемешивания осадка, разрыва слоев, свидетельствующие о накоплении осадка, по видимому, в условиях расчлененного рельефа. Местами среди тонких кремнистых туффитов появляются мощные, до нескольких десятков метров, горизонты массивных мелкозернистых вулканотерригенных песчаников, сложенных кластикой андезит-базальтового состава.

Для кремнисто-туфогенного подкомплекса на участке мыса Пятибратский были получены две микропалеонтологические датировки, предположительно для отложений тефроидной толщи: коньяк-раннекампанская (обр. 96, колл. Д.В. Коваленко); сантон-раннекампанская (обр. 396/01, 39в/01; см. Приложения).

Туфо-тефроидная толща (туфо-песчано-кремнисто-туффитовая ассоциация) тесно связана и пространственно, и по условиям формирования с вулканогенным подкомплексом. Наиболее широко она распространена в средней и северной части участка р. Анадырка – р. Палана, где также наиболее полно представлены образования вулканогенного подкомплекса. Но ее отложения развиты также на участке мыса Пятибратский. В большинстве случаев отложения туфо-тефроидной толщи имеют тектоническую границу с породами вулканического подкомплекса, но нами наблюдались случаи, которые позволяют предполагать их согласные взаимоотношения.

Точка наблюдения находится примерно в 1 км к югу от устья руч. "117-й ключ" (см. рис. 12, 13). Здесь в береговых обрывах обнажаются образования вулканогенного подкомплекса, представленные горизонтами лавобрекчий, падающими на восток под углом около 70°. В северо-восточном направлении они контактируют с кремнисто-туфогенными отложениями туфо-тефроидной толщи, имеющими те же элементы залегания. Сам контакт между разнокомпетентными толщами сорван крутопадающим разломом, висячем (опущенном) крыле которого сохранилась часть подошвы осадочной толщи, непосредственно налегавшей на вулканические породы. Слой, непосредственно соприкасавшийся с поверхностью лавы, имеет мощность около 1 м и содержит линзы и прослой, обогащенные лито- и кристаллокластикой: клинопироксеном, рого-

вой обманкой, биотитом, магнетитом и фрагментами хлоритизированного стекла. Выше него количество грубой кластики в осадке быстро уменьшается, и остальная часть толщи сложена слабо стратифицированными, светло- и темно-серыми кремнистыми туффитами, в разной степени насыщенными хлоритизированными пепловыми массами и кристаллокластикой алевритовой размерности. Общая мощность разреза составляет около 40 м.

Изучение скелетных остатков радиолярий, выделенных из трех образцов: 57^a/01 – кремнистого туффита, взятого непосредственно из слоя, обогащенного тефроидной кристаллокластикой; 59/01 – кремнистого туффита, взятого над слоем, обогащенным тефроидной кристаллокластикой; 60/01 – кремнистого туффита, содержащего многочисленные скелеты радиолярий, взятого в 8 м выше по разрезу, позволило датировать их кампаном (см. Приложение).

Согласный, но не датированный, контакт наблюдается также примерно в 100–150 м к северу от описываемой точки наблюдения. Здесь, в тектонической пластине, общей мощностью 40–50 м, наблюдается фрагмент кровли потока лавобрекчий роговообманкового андезито-базальта, на поверхность которого ложатся слабо стратифицированные кремнистые туффиты зеленовато-серого цвета мощностью не менее 15 м.

Налегание осадка происходит с заполнением всех неровностей его кровли и так же как в вышеприведенном примере, с захватом лито- и кристаллокластов с поверхности потока.

Далее к северу расположена серия относительно маломощных пластин, сложенных фрагментами разрезов туфо-тефроидной толщи, представленных чередованием слабо- и отчетливо стратифицированных кремнистых туффитов и тонкообломочных кристалловитрокластических туфов базальтового и андезибазальтового состава. Возраст полученный на основании изучения остатков радиолярий, в одной из таких пластин для двух образцов кремнистых туффитов, был определен как: кампан (обр.69/01), верхний кампан – маастрихт (обр.70/01, в двух метрах выше по разрезу) (см. Приложение).

Еще далее, к северу (рис. 13) залегает толща крупновалунных туфоконгломератов видимой мощностью около 30 м, ограниченная с востока разломом. Толща представляет собой лахаровую брекчию и сложена несортированной массой окатанных и неокатанных обломков размером до 0,5 м, сцементированную мелкообломочным лито-витрокластическим туфом, близким по составу к клинопироксеновому базальту. В состав обломков входят разнообразные по составу и облику, базальтовые, реже андезитовые, лавы и туфы, часто неизвестные на описываемой тер-

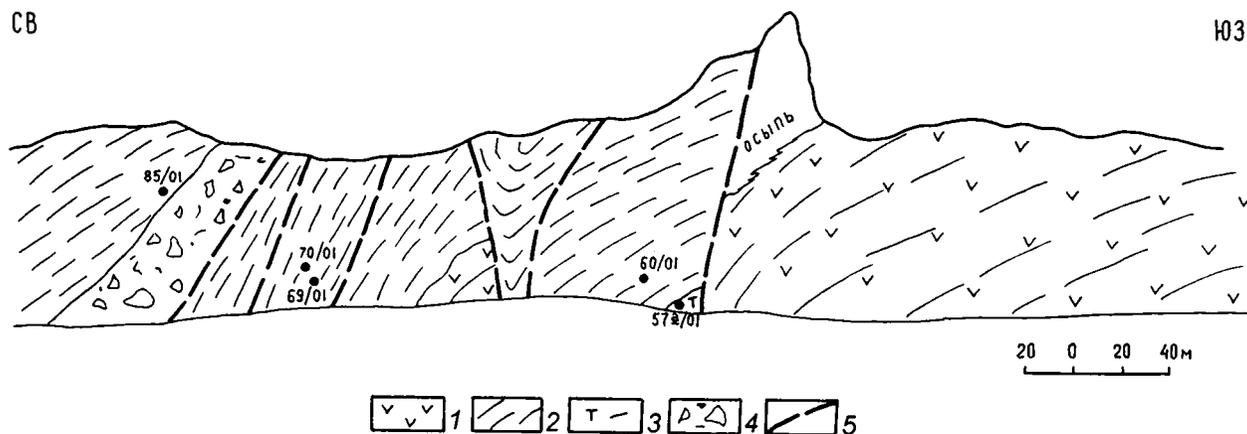


Рис. 13. Схематическая зарисовка фрагмента строения туфо-тефроидной толщи и ее соотношения с породами вулканогенного подкомплекса в береговых обнажениях в 1 км к югу от устья руч. "117-й ключ"

1 – лавобрекчии вулканогенного подкомплекса; 2 – отложения туфо-тефроидной толщи; 3 – приконтактный участок, обогащенный вулканогенным материалом; 4 – лахаровые брекчии; 5 – разломы

ритории. В верхней части толщи, относительно мелкообломочной, наблюдаются тонкие прослои кремнистых туффитов и мелкозернистых туфов, содержащих мелкую гальку базальтов. Вверх по разрезу они постепенно сменяются темно-зелеными кремнистыми туффитами и тонкозернистыми песчаниками. Общая видимая мощность разреза составляет 50–60 м.

Микропалеонтологическая датировка, полученная для кремнистого туффита, непосредственно залегающего на туфоконгломератах (обр. 85/01), соответствует кампану (см. Приложение).

Аналогичные лахаровые образования наблюдаются на отрезке побережья между руч. “117-й ключ” и р. Анадырка, примерно в 2 км к югу от устья последней. Здесь, в отличие от вышеописанного примера, туфоконгломераты непосредственно перекрывают брекчиевые лавы вулканогенного комплекса, но их верхняя граница срезана разломом (рис. 14).

Таким образом, можно констатировать, что туфо-тефроидная ассоциация, помимо тонкообломочных отложений, по-видимому, может включать горизонты грубообломочных пород, но и те, и другие согласно залегают на породах вулканогенного подкомплекса. Возраст перекрытия датируется кампаном.

Вулканогенный подкомплекс объединяет серию выходов эффузивно-пирокластических пород преимущественно базальтового состава (см. рис.

12). Они варьируют по размеру от нескольких десятков до сотен метров и имеют обычно, за исключением описанных выше примеров, тектонические границы с вмещающими отложениями. Они образуют чешуи и пластины с повторяющимся или сдвоенным типом разрезов вулканических пород (см. рис. 14). Образования вулканогенного подкомплекса распространены на участках мыса Пятибратский и р. Палана – р. Анадырка; кроме того, к вулканогенному подкомплексу нами отнесены дайки клинопироксеновых базальтов с участка мыса Кахтанинский (см. рис. 12).

Наиболее крупное обнажение пород вулканогенного подкомплекса расположено на участке р. Анадырка – р. Палана; оно прослеживается вдоль берега на расстоянии не менее 1 км. Нижняя граница его не вскрыта, а верхняя была охарактеризована ранее, при описании взаимоотношения с отложениями кремнисто-туфогенного подкомплекса. Поскольку береговая линия ориентирована под острым углом к падению пород, вариации в строении толщ отражают характер изменения, скорее, по их простиранию, чем по разрезу, поэтому дается их обобщенная характеристика.

Среди образований вулканогенного подкомплекса выделяется два главных типа отложений: эффузивный и пирокластический. Эффузивы представлены лавобрекчиями крупнопорфиро-

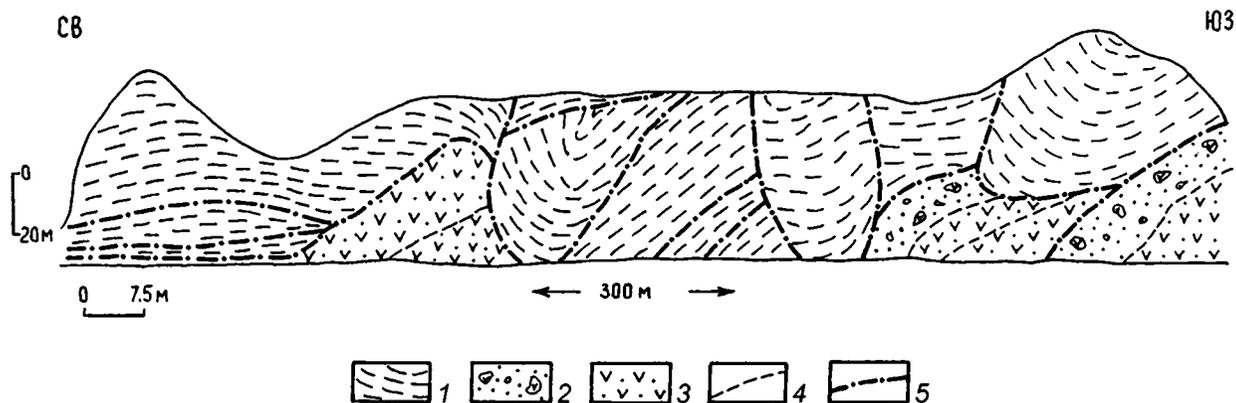


Рис. 14. Схематическая зарисовка фрагмента покровно-складчатого строения кремнисто-туфогенного и вулканогенного подкомплексов в береговых обнажениях в 2 км к югу от устья р. Анадырка

1 — отложения кремнисто-туфогенного подкомплекса; 2 — лахаровые брекчии; 3 — отложения туфо-тефроидной толщи; 4 — границы первичного залегания; 5 — разломы

вых клинопироксеновых базальтов, обладающими темной зеленовато-серой или черной окраской и ярко выраженным брекчиевидным строением. Они сложены или обломками подушечных лав, или массивными фрагментами, сцементированы базальтовыми лавами того же состава или мелкообломочной массой гиалокластитового строения. Миндалекаменность проявлена неравномерно. Миндалины выполнены кварцем, кальцитом, реже цеолитом. Количество вкрапленников обычно велико и, в некоторых случаях, может достигать 50%, размер их до 2–3 см. Вкрапленники обладают фисташково-желтой окраской и представлены диопсидом, часто совместно с более темноокрашенным авгитом.

Пирокластические отложения включают агломератовые, лапиллиевые и мелкообломочные туфы клинопироксеновых базальтов, по составу аналогичных лавобрекчиям, и роговообманковых андезитов.

Проявления вулканогенного подкомплекса известны также к северу от руч. “117-й ключ” и на участке мыса Пятибратский (см. рис. 12). На мысе Пятибратский установлено два выхода вулканогенного подкомплекса. Оба имеют тектонические границы с вмещающими отложениями кремнисто-туфогенного подкомплекса. Первый выход протягивается вдоль берега примерно на 500 м и представлен главным образом туфоконгломератами. Последние сложены окатанной “галькой” миндалекаменных клинопироксеновых базальтов черного цвета, отличающейся необычно выдержанным размером (5–15 см), сцементированной туфовой массой из хлоритизированного стекла и обломков андезито-базальта с вкрапленниками клинопироксена, роговой обманки и биотита. Изредка встречаются мелкие включения кремней и карбонатизированных кремнистых туффитов и алевритов.

Второй выход расположен южнее, непосредственно рядом с мысом Пятибратский, его протяженность около 200 м. Он сложен лавобрекчиями слабо миндалекаменных, мелкопорфировых субщелочных андезито-базальтов, содержащих вкрапленники плагиоклаза, клинопироксена, роговой обманки, биотита, магнетита.

В состав вулканогенного подкомплекса нами включены также дайки клинопироксеновых ба-

зальтов мыса Кахтанинский (см. рис. 12). Они залегают в кремнистых туффитах и образуют крутопадающие, ветвящиеся секущие тела, самое крупное из которых имеет мощность около 40 м. В верхней своей части дайка отчетливо срезается надвигом вышележащей пластины, что свидетельствует о том, что ее внедрение в кремнисто-туфогенные отложения происходило до этапа надвигообразования.

Дайки имеют рвущие контакты с вмещающими породами, содержат две генерации вкрапленников клинопироксена: раннего – диопсида и позднего – авгита, и, как будет показано ниже, близки по петро-геохимическому составу к вулканитам участка р. Анадырка – р. Палана.

Состав пород вулканогенного подкомплекса

Породы подкомплекса представлены преимущественно базальтами, в меньшей степени андезитами. Петрографически базальты образуют порфировую серию с клинопироксен-плагиоклаз-магнетитовой ассоциацией вкрапленников, которые могут составлять до 50% объема породы; породы варьируют от почти безплагиоклазовых (клинопироксен+магнетит) разностей до существенно плагиоклазовых. В наиболее примитивных составах наблюдаются замещенные хлоритом реликты оливина (?).

Клинопироксен образует обычно 2, 3 генерации вкрапленников, варьирующих по окраске от бесцветной до голубовато-зеленой и желтовато-зеленой, и по составу от диопсида до авгита. Вкрапленники обладают тонкой зональностью; их ядра часто несут следы растворения и повторного нарастания; нередко отмечаются явления их деформации и разрушения.

Плагиоклаз, как правило, количественно подчинен клинопироксену, но иногда образует вкрапленники до 1–2 мм, интенсивно сосюритизированные. Магнетит образует кристаллы и их сростки размером до 1 мм и часто в виде включений присутствует во вкрапленниках клинопироксена. Основная масса сложена агрегатом плагиоклаза, магнетита, хлорита. В некоторых случаях при-

сутствуют калиевый полевой шпат и клинопироксен.

Роговообманковые андезиты представляют собой обогащенные вкрапленниками (до 40–50%) породы. Вкрапленники представлены клинопироксеном, роговой обманкой, плагиоклазом и магнетитом. Клинопироксен представлен двумя генерациями – диопсидом и авгитом. Роговая обманка – желтовато-зеленого или (базальтическая) красновато-бурого цвета, иногда со следами растворения или опалитовыми каймами; размер кристаллов до 0,5 см. Плагиоклаз образует обычно несколько генераций и часто очень разнообразен по облику: образует сростки, обладает сложным характером зональности: прямой, обратной, чередующейся; нередко присутствуют ксенокристы и обломочные фрагменты, что в целом свидетельствует о многоэтапном и неравновесном характере кристаллизации магмы.

Петрографически в составе вулканогенного подкомплекса выделяется еще одна разновидность пород, встреченная нами в виде лавобрекчий на мысе Пятибратский, которую мы определили как лавобрекчии субщелочного андезито-базальта. Около половины ее составляют вкрапленники, из которых примерно половина приходится на плагиоклаз, 40% составляет клинопироксен и примерно 10% – роговая обманка, биотит и магнетит. Вкрапленники часто образуют полиминеральные гломеропорфировые сростки, в которых участвуют все перечисленные минералы, причем центральная часть сростка нередко сложена карбонатом, который совместно с анальцимом образует в породе также рассеянные самостоятельные скопления. Основная масса имеет тонкокристаллическую структуру и сложена микролитами плагиоклаза, магнетита и хлоритизированным стеклом.

К породам с лампрофировой тенденцией следует отнести дайки клинопироксеновых базальтов мыса Кахтанинский. Это породы с содержанием вкрапленников клинопироксена 40–45% и магнетита – 1–3%. Основная масса сложена микролитами биотита, альбита и магнетита.

Изучение химического состава пород вулканогенного подкомплекса было выполнено на пяти образцах лав с участка р. Палана – р. Анадырка и одного образца дайки с мыса Кахтанинский, в

которых определено содержание петрогенных элементов, и в четырех – редких элементов. Ранее проведенное изучение пород вулканогенного подкомплекса позволило установить их высококалиевый состав и отнести к группе известково-щелочного – шошонитового ряда [Кузьмичев, Сухов, 2000]. Настоящие исследования в целом подтверждают высказанное положение: как следует из диаграммы K_2O-SiO_2 (рис. 15), из шести проанализированных пород четыре базальта и один андезит попадают в поле шошонитовой серии, один андезит – высококалиевой известково-щелочной серии. На эту диаграмму, как и на все последующие, для сравнения нанесены составы абсарокит-шошонит-банакитовой серии вулкана Тавау, о. Вити-Леву, Фиджи [Rogers, Setterfield, 1994], которые, как показывает анализ литературных данных, по петро-геохимическому составу наиболее близки к исследуемым породам. Это наглядно демонстрируют приводимые петрохимические и дискриминационные диаграммы (рис. 16). Вместе с тем, следует указать на отличия. Базальтоиды вулканогенного подкомплекса обладают несколько более низким содержанием щелочей, при сопоставимых значениях SiO_2 . Это находит отражение в относительно более насыщенном кремнеземом составе пород и выражается в появлении составов гиперстен-нормативных или слабо обогащенных нормативным нефелином, количество которого не превышает 0,6%, тогда как в породах вулкана Тавау оно составляет первые проценты.

На графике (рис. 17а) показано распределение редких земель в породах вулканогенного подкомплекса, которое характеризуется умеренной степенью обогащения ($La_n/Yb_n=2-2,6$). Приводимый на этом графике состав известково-щелочного андезита обладает аналогичным характером распределения, но имеет несколько более высокое общее содержание редких земель, указывающее на фракционированный состав расплава. Сравнивая базальтоидную группу пород вулканогенного подкомплекса с абсарокитами вулкана Тавау, следует отметить полное совпадение их графиков распределения для средней и тяжелой групп редких элементов: ($Sm_n/Yb_n=2,1-2,4$) – для исследуемых пород, ($2,1-2,3$) – для абсарокитов Тавау (рис. 17б). Однако для группы легких ред-

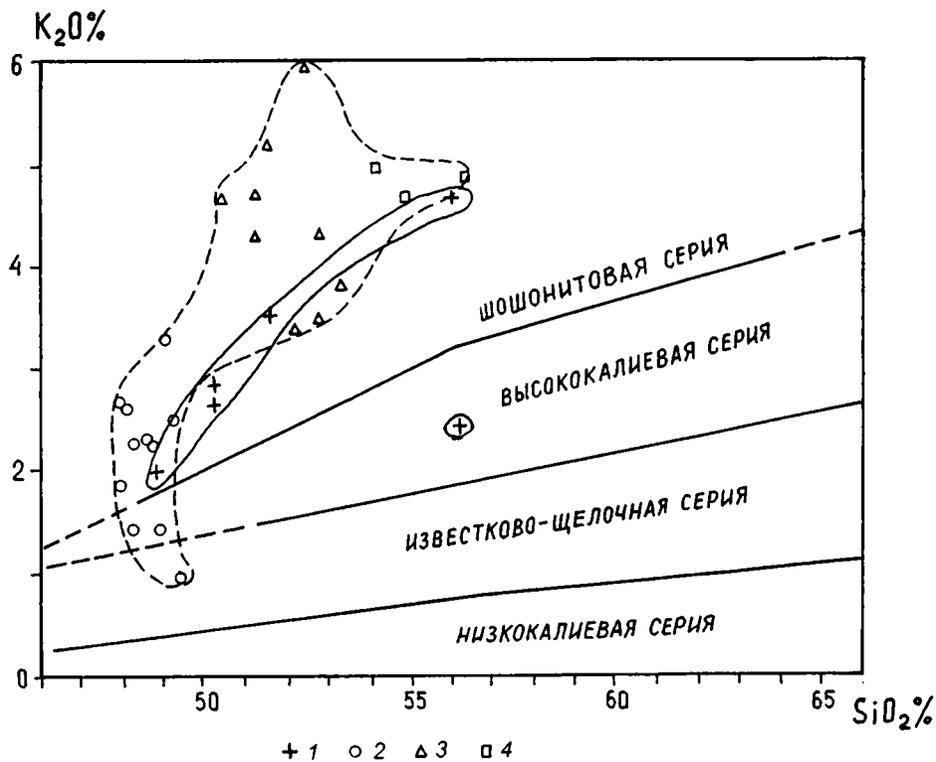


Рис. 15. Классификационная диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ [Peccherillo, Taylor, 1976]

1 – породы вулканогенного подкомплекса; серия вулкана Тавау, Фиджи [Rogers, Setterfield, 1994]; 2 – абсарокиты; 3 – шошониты; 4 – банакиты

ких земель наблюдаются отличия. Если абсарокиты Тавау сохраняют обогащенный тип распределения ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=1,7$), то базальтоиды вулканогенного подкомплекса имеют близкое к хондритовому отношению $\text{La}_n/\text{Sm}_n=0,93-1,1$. Это свидетельствует о различиях в составе источников, из которых выплавлялись магмы, причем источник вулканогенного подкомплекса характеризуется большей истощенностью. То, что близко хондритовое распределение легких редких земель в исследуемых породах является характеристикой источника, подтверждается тем, что оно проявляется себя и в дифференцированных андезитах, и в дайках мыса Кахтанинский, т.е. имеет региональное распространение.

Тем не менее, по содержанию и по степени обогащения щелочными и щелочно-земельными элементами (Rb, Ba, K, Sr и, не показанными на графике, Pb и P) относительно редких земель и высокозарядных литофильных элементов, и, в

целом, по общему характеру распределения редких элементов сравниваемые породы оказываются весьма похожими (рис. 17в). Это позволяет предполагать, что условия выплавления, его глубина и, соответственно, мощность коры под вулканическими дугами могли быть близкими. Так, например, мощность коры под островами Фиджи составляет 28,5–30 км [Roddy, 1967]. Если эту оценку принимать как исходную, то можно допустить, что Паланская часть Западно-Камчатской островной дуги развивалась на коре с увеличенной мощностью, также, как и Ирунейская ее часть.

Возраст вулканогенного подкомплекса

Имеющиеся определения возраста вулканогенного подкомплекса основываются на K/Ar датировании двух образцов роговых обманок из

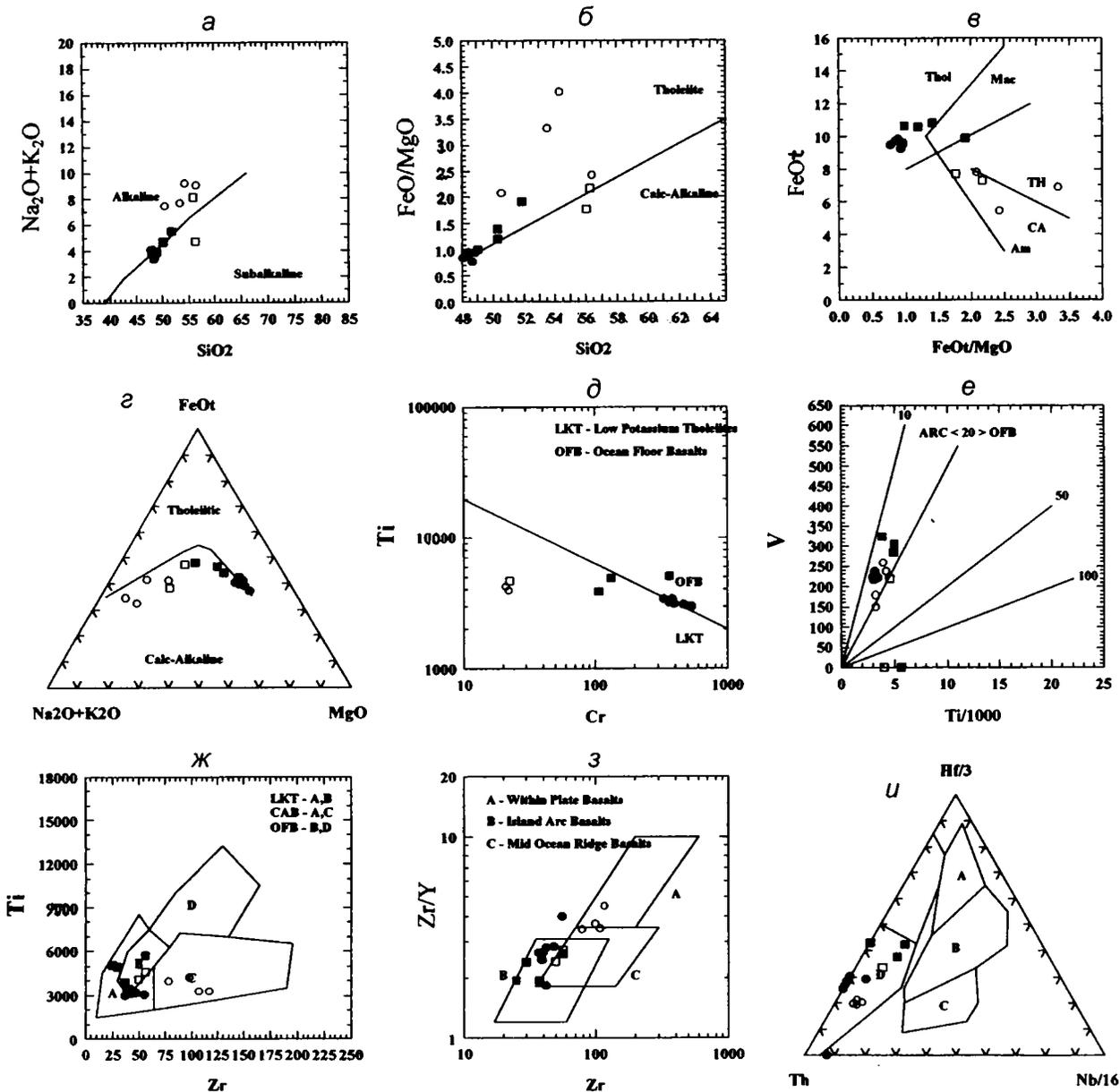


Рис. 16. Классификационные и дискриминационные диаграммы для пород вулканогенного подкомплекса и абсарокит-шошонит-банакитовой серии вулкана Тавуа, Фиджи

Пояснения и ссылки на рис. 2 и 7. Вулканогенный подкомплекс: 1 – абсарокит-шошониты (черные квадраты); 2 – высококалийевый известково-щелочной андезит (незаполненные квадраты); 3,4 – серия вулкана Тавуа, Фиджи: 3 – абсарокиты (черные кружки), 4 – шошонит-банакиты (незаполненные кружки)

андезито-базальтов, отобранных на участке в 3 км к югу от устья р. Анадырка. Они составляют $72,0 \pm 3,5$ и $72,5 \pm 3,5$ млн. лет [Палечек и др., 2003], что соответствует границе между кампаном и маастрихтом. Кроме того, были получены опре-

деления возраста по результатам изучения радиолярий из вмещающих вулканические породы кремнистых алевролитов, одно из которых соответствует кампану (обр. Ц17/1.2, колл. А.Б.Цукерника), а второе – позднему кампану – мааст-

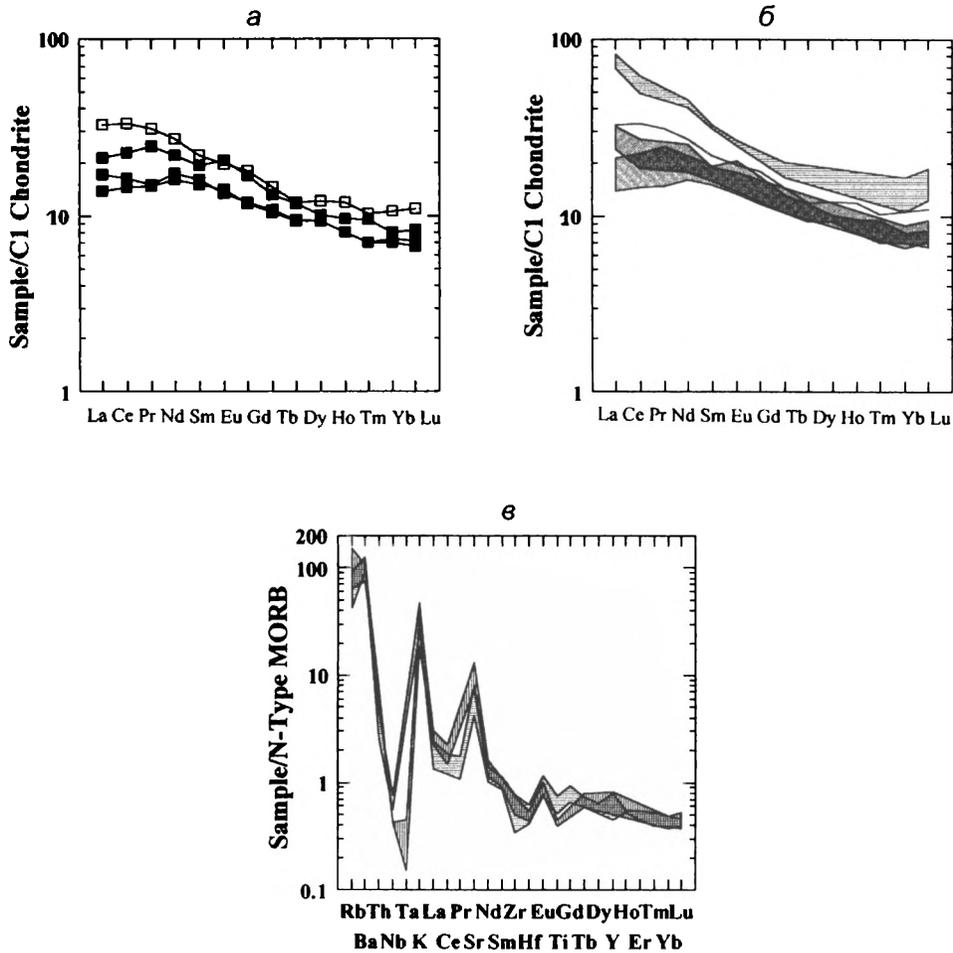


Рис. 17. Графики распределения редких и редкоземельных элементов, нормированных для пород вулкано-генного подкомплекса Паланского района и серии вулкана Тавуа, Фиджи

a – породы вулканогенного подкомплекса: абсарокит-шошониты (черные квадраты); высококалийевый известково-щелочной андезит (незаполненные квадраты); *б* – вулканогенный подкомплекс: абсарокит-шошониты (правая косая штриховка); высококалийевый известково-щелочной андезит (линия); *в* – вулкан Тавуа: абсарокиты (вертикальная штриховка), шошонит-банакиты (горизонтальная штриховка); *в* – абсарокит-шошониты вулкано-генного подкомплекса (горизонтальная штриховка); абсарокиты вулкана Тавуа (вертикальная штриховка)

рихту (обр.37, 79/б, колл. Т.Н.Палечек) [Палечек и др., 2003].

Исходя из приведенных нами выше определений возраста перекрывающих вулканогенный подкомплекс осадков и учитывая изложенные литературные данные, можно считать, что верхняя возрастная граница вулканогенного подком-

плекса (но не завершение вулканизма) совпадает с границей между кампаном и маастрихтом. Этот раздел означает, что основной этап вулканизма (по-видимому, щитовая стадия) закончился до начала маастрихта. С этого времени началось опускание и разрушение вулканического сооружения островной дуги, хотя сам вулканизм,

возможно, с меньшей интенсивностью, мог продолжаться и в последующее время.

Нижняя возрастная граница вулканогенного подкомплекса достоверно неизвестна. Но наличие вулканогенного материала в составе отложенной тефроидной толщи позволяет датировать начало островодужного вулканизма коньяком – ранним кампаном.

Выводы

1. Кремнисто-туфогенный подкомплекс, который представляет собой осадочную часть кремнисто-вулканогенного комплекса, объединяет две толщи (две ассоциации пород) – тефроидную (песчано-кремнисто-туфитовую) коньяк-нижнекампанского возраста и туфо-тефроидную (туфо-песчано-кремнисто-туфитовую) кампан-маастрихтского возраста.

2. Тефроидная толща формировалась на ранних этапах развития островной дуги. Она относительно обеднена собственно туфовым (пирокластическим) материалом и образовалась в результате его перемыва и переотложения, на удалении от действующих вулканов. Состав тефроидных и вулканотерригенных песчаников свидетельствует о том, что вулканизм на начальной стадии имел известково-щелочной, преимущественно андезит-базальтовый состав и, судя по постоянному присутствию роговой обманки, отличался повышенным содержанием воды.

3. Туфо-тефроидная толща согласно залегает на породах вулканогенного подкомплекса и сложена преимущественно мелко- и тонкообломочной базальтовой и андезитовой пирокластикой и продуктами ее перемыва. Вулканогенный материал осадков аналогичен составу пород подстилающего комплекса и представлен фрагментами пород как известково-щелочного, так и щелочного состава. Присутствие горизонтов лахаровых брекчий свидетельствует о том, что ее формирование происходило на склонах, возможно, у подножия вулканических построек.

4. Вулканогенный подкомплекс объединяет две серии пород: щелочную абсарокит-шошонитовую и высококалийевую известково-щелочную андезит-базальтовую. Породы абсарокит-шошо-

нитовой серии характеризуются умеренно дифференцированным составом, высоким содержанием K_2O и высоким отношением K_2O/Na_2O , высокими концентрациями Ba, Rb, Sr, Pb, P в сочетании с низкими значениями Ti, Zr, Y, Nb, редких земель и отношений La_n/Yb_n и La_n/Yb_n . Эти данные свидетельствуют о том, что магма, из которой они кристаллизовались, представляла выплавку из деплетированной мантии и в последствии была контаминирована водными высокощелочными флюидами из зоны субдукции. Промежуточные очаги под вулканической дугой накапливали магму с более высоким содержанием воды, фракционирование которой приводило к образованию известково-щелочных роговообманковых андезито-базальтов.

5. Сравнение пород вулканогенного подкомплекса с близкими по составу щелочными высококалийевыми сериями современных островных дуг дает основание предполагать увеличенную мощность коры под Паланской частью верхнемеловой Западно-Камчатской островной дуги.

Кремнисто-обломочный комплекс

Кремнисто-обломочный комплекс обнажается в береговых обрывах в районе устья р. Палана и протягивается в северном направлении более чем на 2 км, контактируя по крутопадающему разлому с отложениями кремнисто-туфогенного комплекса. Описание комплекса дано в работах [Чернов, Коваленко, 2003; Палечек и др., 2003].

Строение комплекса определяется двумя основными структурными и литологическими элементами. Первый из них, занимающий структурно более высокое положение, представлен пакетом тектонических пластинами, мощностью в десятки метров, сложенных кремнистыми отложениями. Они представлены яшмами, окрашенными обычно в светлые тона, содержащими горизонты раковинного детрита. Пакет пластин кремнистых отложений надвинут на второй структурный элемент – сложно построенную тектоно-обломочную толщу. Весь описываемый комплекс круто падает в восточном-юго-восточном направлении и по системе субвертикальных

взбросов разбит на блоки, поднятие по которым относительно друг друга происходит с севера на юг.

Тектоно-обломочная толща также образована обломками преимущественно кремнистых пород. Среди них выделяются глубоководные, без терригенной примеси, осадки открытого бассейна – красного цвета яшмы, радиоляриты, карбонатные яшмы, и осадки, содержащие терригенную или вулканогенную примесь: слоистые кремни и кремнистые туффицы пестрой красно-зеленой, зеленовато-серой и черной окраски, часто обогащенные обломками раковин иноцерамов.

Другим существенным обломочным компонентом являются породы вулканогенного подкомплекса: лавы и туфы клинопироксеновых базальтов. Третьим обломочным компонентом являются переотложенные породы: брекчии, конгломераты, гравелиты, песчаники, которые сами, в свою очередь, образовались в результате разрушения перечисленных выше пород. Отсутствуют породы глубоких уровней коры: метаморфиты, габброиды, ультрабазиты, базальты океанического типа. Поэтому можно констатировать, что кремнисто-обломочный комплекс в значительной мере сложен породами осадочного чехла.

Тектоно-обломочная толща получила название олистостромы [Чернов, Коваленко, 2003; Палечек и др., 2003]. Она хорошо обнажена в пляжной зоне и в стенках береговых обрывов, и в ее строении выделяются два основных элемента, только второй из которых, по нашему мнению, соответствует определению олистостромы.

Первый – это относительно крупные тектонические чешуи различных по составу и строению кремнистых пород, протяженностью от нескольких метров до многих десятков метров, тектонически совмещенные друг с другом. Их взаимное сочетание имеет произвольный характер и производит впечатление хаотически построенной массы, однако блоки не проявляют признаков вращения относительно друг друга и обычно ориентированы в одной плоскости, создавая структуру псевдослоистости. Последняя также подчеркивается за счет тектонического растаскивания блоков на отдельные фрагменты, образующих вытянутые цепочки. Деформации имеют сложный и разнообразный характер. На-

блюдаются многочисленные пластические деформации с образованием складок, флексур, пластического течения с расщеплением слоев. Вместе с тем отмечаются явления, которые позволяют констатировать попадание некоторых блоков осадочных пород в тектонически активную область в неполностью литифицированном состоянии. На это указывают специфический характер их деформаций, а, главное, наличие закатанных угловатых обломков кремней в составе осадочных слоев. Наряду с преобладающими блоками кремней, в этом элементе тектоно-обломочной толщи встречаются достаточно крупные блоки вулканических пород, а также гравелитов и песчаников.

Второй элемент тектоно-обломочной толщи составляют породы, которые образовались в результате разрушения и переотложения пород, слагающих основной фон кремнисто-обломочного комплекса. Это наиболее сложный элемент, который занимает противоречивое положение в составе комплекса. Мелкообломочные и мелкозернистые породы развиты не повсеместно, а на нескольких довольно протяженных участках и отличаются очень разнообразным строением и составом. Большой частью это несортированные брекчии, сложенные остроугольными, иногда окатанными обломками щебневой размерности, лишенные мелкозернистой примеси и содержащие рассеянные более крупные фрагменты. Другой литологической ассоциацией являются осадочные пачки, видимой мощностью в первые метры, образованные гравелитами, крупнозернистыми песчаниками, содержащие прослои, линзы и целые слои кремнистых аргиллитов, туффицитов постепенно переходящие друг в друга и по разрезу, и по простиранию. Постепенные переходы наблюдаются также между описываемыми осадочными пачками и отдельными кремнистыми пластинами, которые могли представлять оползневые фрагменты неполностью литифицированных толщ, перемещенных в результате тектонических движений. Это обстоятельство уже упоминалось выше; подтверждается также одинаковый возраст пластин и вмещающих осадков [Палечек и др., 2003]; в целом, приводимые данные позволяют рассматриваемые оложения интерпретировать как фрагмент олистостромы.

Плотные пластины более древнего возраста имеют с матриксом резкие границы. Вместе с тем, следует отметить, что повсеместные тектонические деформации и срывы сильно осложняют наблюдаемую картину.

Таким образом, присутствие олистостромовых горизонтов говорит о том, что активные тектонические движения по крайней мере частично происходили в подводных условиях и сопровождались морским осадконакоплением.

Наиболее важными фактами, касающимися происхождения мелкообломочных пород, являются следующие.

Во-первых, их разнообразие и неповторяющиеся сочетания литологического состава обломков, включая разновидности из отдельных глыб песчаников и гравелитов в крупноблоковой части тектоно-обломочной толщи. Например, встречаются гравелиты, состоящие преимущественно из обломков песчаников, в меньшей степени туфов и лав миндалекаменных клинопироксеновых базальтов и редких обломков красных яшм, или из обломков различного вида яшм и песчаников, но без включений вулканических пород, и т.д. Это, по-видимому, может говорить только о том, что обстановки, в которых они накапливались, и питающие источники сноса также были разнообразны. Формирование мелкообломочных толщ представляло собой, очевидно, достаточно длительный процесс, в ходе которого происходили их накопление, литификация, разрушение, размыв, снова накопление, повторяющиеся, возможно, несколько раз. Следует при этом отметить практически во всех разновидностях мелкообломочных пород постоянно присутствующую примесь обломков раковин иноцераров.

Во-вторых, само наличие яшм, зеленокаменно измененных туфов, базальтовых лав, т.е. пород метаморфических, в составе обломков свидетельствует о том, что к моменту разрушения и превращения их в обломочную породу они уже претерпели деформации и метаморфизм. Следовательно, область, в которой должен был формироваться кремнисто-обломочный комплекс, представляла собой сочетание участков складчато-метаморфического строения, выведенных в область денудации, и морского бассейна с кремнисто-вулканогенно-грауваковым заполне-

нием. Поскольку в ходе становления покровно-складчатой структуры все породы кремнисто-обломочного комплекса подверглись деформациям и метаморфизму, кремнисто-туфогенные отложения также испытали метаморфические преобразования, сделавшие их трудноотличимыми по этому признаку от беспримесных яшм и радиоляритов.

Время и модель образования кремнисто-обломочного комплекса

Время образования кремнисто-обломочного комплекса определяется по возрасту слагающих его отложений и времени тектонических движений, завершающих формирование покровно-складчатой структуры.

Микропалеонтологическими исследованиями последних лет установлен большой возрастной интервал для кремнистых пород комплекса: от верхней юры до маастрихта [Курилов, 2000; Палечек и др., 2003]. При этом породы без вулканогенной примеси (яшмы, радиоляриты) имеют относительно более древний – позднеюрско-кампанский возраст, тогда как кремни с вулканогенной примесью характеризуются более молодым – кампан-маастрихтским возрастом.

В связи с метаморфической природой яшм, которую они приобрели до своего попадания в матрикс олистостромы, и невозможности их участия по этой причине в осадочном выполнении бассейна наравне с туфогенными кремнями, предполагается существование бассейна, непосредственно связанного с островной дугой, начавшего свое развитие в коньяк-кампанское время. Последовавшая в раннем маастрихте коллизия сопровождалась ослаблением и прекращением островодужного вулканизма, разрушением островной дуги и образованием в ее фронтальной части олистостромы из осадков передового бассейна. Одновременно в область размыва были выведены участки юрско-меловых пород со складчатой структурой, представлявшие собой либо фронтальные части островной дуги (“невулканическая дуга”), возможно, являющиеся элементом ее складчатого фундамента, либо фрагменты складчатого основания материковой мас-

сы, с которой происходила коллизия. Окончательное завершение формирования покровно-складчатой структуры кремнисто-обломочного комплекса произошло, вероятно, в раннем палеоцене и совпадает по времени с образованием покровно-складчатой структуры всего верхнего мела Западной Камчатки и накоплением молассовых отложений анадырской свиты.

Выводы

1. Строение кремнисто-обломочного комплекса определяется сочетанием двух элементов, имеющих тектонические соотношения: пакета тектонических пластин кремнистых пород, преимущественно яшм, лишенных терригенно-вулканогенной примеси, и тектоно-обломочной толщи.

2. Тектоно-обломочная толща образована обломками различных пород: яшм с возрастным интервалом от поздней юры до кампана, накапливавшихся в удаленном от терригенно-вулканогенного сноса бассейне и испытавших складчатость и метаморфизм до своего разрушения; пород, образовавшихся в пределах островодужной области – базальтовых лав и туфов, кремнисто-туфогенных пород кампана–маастрихта; обломочных пород, возникших в результате разрушения и переотложения первых двух типов.

3. В тектоническом отношении тектоно-обломочная толща представляет собой мегабрекчию, формирование которой было растянуто и во времени, и в пространстве; в ее структуре совмещены элементы олистостромы и меланжа, и ее формирование происходило в ходе последовательного развития от стадии тектонически активного бассейна в зоне коллизии островной дуги с Азиатской окраиной до стадии его закрытия и образования покровно-складчатого сооружения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные выше результаты исследований позволили придти к следующим выводам:

1. В северной части Охотоморского региона в позднемеловое время существовали два струк-

турных элемента, сопряженно развивавшихся в пространстве и во времени: Западно-Камчатская островная дуга и одноименный окраинный бассейн.

2. Предполагается, что Западно-Камчатская островная дуга состояла из двух частей: Ирунейской и Паланской, начало развития каждой из которых датируется коньяком – ранним кампаном.

3. Ирунейская часть дуги отличалась высокоэксплозивным, контрастно-дифференцированным характером вулканизма с толеитовым трендом дифференциации для пород базальт-андезитового состава и известково-щелочным трендом – для дацит-риолитов. Объем последних составляет заметный процент в общем балансе вулканических продуктов. Этот показатель, в сочетании с геохимическими характеристиками, свидетельствует о энциалической тенденции в составе вулканизма и предполагает увеличенную мощность коры под островной дугой.

4. Начальный этап развития Паланской части дуги сопровождался известково-щелочным андезит-базальтовым вулканизмом, который резко сменился в кампане на высококалиевый базальтоидный вулканизм абсарокит-шошонитового типа. Развитие вулканизма этого типа служит показателем изменения геодинамических условий, связанных с реорганизацией границ плит и структурной перестройкой, и обусловлено возникновением режима растяжения и рифтогенеза, наложившегося на обстановку островной дуги.

5. Возникшие в связи с перестройкой тектонического режима в окружающих плитах привели к развитию локальных тыловых бассейнов, образование которых сопровождалось появлением на отдельных участках центров базальтового вулканизма с океаническим составом лав. В качестве фрагментов задугового бассейна рассматриваются отложения кампанского возраста района р. Рассошина, содержащие подушечные базальты океанического типа. Базальты принадлежат к типу N-MORB и не несут признаков супрасубдукционного или внутриплитного воздействия.

6. Ось бассейна могла быть направлена под углом к простираанию островной дуги и ее вкли-

нивание в Паланский отрезок дуги могло инициировать развитие рифтогенного абсарокит-шошонитового вулканизма. Ирунейский отрезок дуги находился вне зоны воздействия активного растяжения, и его влияние могло проявиться лишь в образовании послонных внедрений диабазов, подобно диабазовой интрузии состава N-MORB позднекампанского возраста, залегающей среди островодужных отложений Ирунейского района.

7. Присутствие кремнисто-обломочного комплекса в поле развития островодужных толщ позволяет предполагать, что он формировался на фронте Паланской островной дуги в ходе ее коллизии с Азиатским материком. Строение и состав комплекса свидетельствуют, что по времени этот процесс протекал в течение всего маастрихта – начале палеоцена.

Работа была поддержана грантом РФФИ 05-05-64917.

Приложение

Возраст кремнистых пород Ирунейского и Паланского районов, полученный на основании изучения радиолярий (колл. А.Б. Кузьмичева, А.Н. Сухова; определения В.С. Вишневецкой)

Номера образцов	Возраст	Таксономический состав радиолярий
78/01 (к. А.Сухова) Паланский р-н, уч-к руч. 117-й ключ – р. Палана	Поздний кампан – ранний маастрихт	Ассоциация имеет признаки переотложения <i>Phaseliforma meganosensis</i> Pessagno, <i>Spongosaturnalis spinifer</i> <i>Campbell et Clark</i> , <i>Amphipyndax stocki</i> <i>Campbell et Clark</i> var. <i>B Vish.</i> , <i>Clathrocyclas tintinnaeformis</i> <i>Campbell et Clark</i>
70/01 (к. А.Сухова) —	Поздний кампан – ранний маастрихт	<i>Prunobrachium</i> aff. <i>articulatum</i> (Lipman), <i>Phaseliforma</i> cf. <i>meganosensis</i> Pessagno, <i>Amphipyndax alamedaensis</i> (<i>Campbell</i> <i>et Clark</i>), <i>A. stocki</i> <i>Campbell et Clark</i> var. <i>B Vish.</i> , <i>Clathrocyclas tintinnaeformis</i> <i>Campbell et Clark</i>
85/01 (к. А.Сухова) —	Кампан?	<i>Orbiculiforma</i> ? <i>monticelloensis</i> Pessagno, <i>Amphipyndax stocki</i> <i>Campbell et Clark</i>
69/01 (к. А.Сухова) —	Кампан	<i>Prunobrachium aucklandensis</i> Pessagno, <i>Spongurus</i> ? <i>mollis</i> <i>Vishnevskaya</i> , <i>Amphipyndax stocki</i> <i>Campbell et Clark</i>
60/01 (к. А.Сухова) —	Кампан	<i>Amphibrachium ornatum</i> Lipman, <i>Phaseliforma</i> cf. <i>meganosensis</i> Pessagno, <i>Amphipyndax stocki</i> <i>Campbell et Clark</i> var. <i>B Vish.</i> , <i>Dictyomitra densicostata</i> Pessagno, <i>D. multicostata</i> <i>Zittel</i> , <i>Theocampe stathmepora</i> Foreman, <i>T. bassilis</i> Foreman
59/01 (к. А.Сухова) —	Кампан	<i>Prunobrachium sibiricum</i> (Lipman), <i>Prunopyle borealis</i> <i>Vishnevskaya</i> , <i>Theocapsomma</i> cf. <i>ancus</i> Foreman
57а (к. А.Сухова) —	Кампан	<i>Amphibrachium ornatum</i> Lipman, <i>Prunobrachium spongiosum</i> (Lipman), <i>Phaseliforma carinata</i> Pessagno, <i>Lithostrobos</i> ex gr. <i>rostovzevi</i> Lipman
39б, 39в. (к. А.Сухова) м. Пятибратский	Сантон – ранний кампан	<i>Prunobrachium crassum</i> (Lipman), <i>Orbiculiforma quadrata</i> Pessagno, <i>Prunopyle borealis</i> <i>Vishnevskaya</i> , <i>Stichomitra campi</i> <i>Campbell et Clark</i> , <i>Theocapsomma</i> cf. <i>amphora</i> <i>Campbell et</i> <i>Clark</i>
144/3 (к. А.Кузьмичева) Ирунейский р-н, хр. Паншетоям, г. Острая	Коньяк–сантон	<i>Alievium</i> cf. <i>superbum</i> Squinabol, <i>Archaeospongoprunum</i> <i>bipartitum</i> Pessagno, <i>Dictyomitra densicostata</i> Pessagno, <i>Amphipyndax stocki</i> <i>Campbell et Clark</i>

ЛИТЕРАТУРА

- Геология СССР. Т.31. М.: Недра, 1964.
- Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки // Труды ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Вып.390. Новосибирск, 1990. 259 с.
- Демидов Н.Т., Сулима Г.С. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000, лист О-57-Х, XI. Объяснительная записка. М., 1988. 99с.
- Кузьмичев А.Б., Сухов А.Н. Островодужный мел окрестностей Усть-Паланы (Западная Камчатка): строение разреза и геодинамические спекуляции // Исследования литосферы. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей, 2000. С.33-36.
- Курилов Д.В. Новые находки юрско-меловых радиоларий на Западной Камчатке // Исследования литосферы. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей, 2000. С.40-42.
- Лопатина Д.А., Коваленко Д.В., Чернов Е.Е. Результаты предварительного изучения спор и пыльцы из кайнозойских толщ бассейна р.Рассошина (Западная Камчатка) // Современные вопросы геологии. М.: Научный мир, 2002. С.300-302.
- Нижний палеоген Западной Камчатки. М. ГЕОС, 1997. 366 с. (Труды ГИН РАН. Вып.488)
- Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Шапиро М.Н. Строение и возраст осадочно-вулканогенных мезозойских отложений Паланского разреза (Западная Камчатка) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. М., 2003. Т.11. №3. С.74-91.
- Чернов Е.Е., Коваленко Д.В. Тектоническая эволюция Западной Камчатки (по палеомагнитным данным) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2003, №5. С.25-32.
- Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Брэндон М.Т. Источники цирконов в терригенных толщах мела и нижнего палеогена юга Корякии и Западной Камчатки // Литология и полезные ископаемые. 2001. №4. С.374-389.
- Шутов В.Д., Коссовская А.Г., Муравьев В.И., и др. Граувакки. М.: Наука, 1972. 346с.
- Bloomer S.N., Ewart A., Hergt J.M., Bryan W.B. Geochemistry and origin of igneous rocks from the outer Tonga forearc (Site 841) // Proc. ODP. Sci. Results, 135: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1994. P.625-646.
- Gorton M.P., Schandl E.S. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks // The Canadian Mineralogist. 2000.V.38. P.1065-1073.
- Hajash A., Archer P. Experimental seawater / basalts interactions: effect of cooling // Contrib. Min. Petrol. 1984. V.75. №1. P.1-13.
- Hildreth W. The compositionally zoned eruption of 1912 in the Valley of Ten Thousand Smokes, Katmai National Park, Alaska // J. Volcanol. Geothermal. Res. 1983. V.18. №1/4. P.1-56.
- Irvine T.N., Baragar W.R. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Can. J. Earth. Sci. 1971. V.8. №5. P.523-547.
- Janney P.E., Castillo P.R. Geochemistry of Mesozoic Pacific mid-ocean ridge basalt: Constraints on melt generation and the evolution of the Pacific upper mantle // J. Geophys. Res. 1997. V.102. №3. P.5207-5229.
- McCulloch M.T., Gamble J.A. Geochemical and geodynamical constraints in subduction zone magmatism // Earth Planet. Sci. Lett. 1991.V.102. P.358-374.
- Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Am. J. Sci. 1974. V.274. №4. P.321-355.
- Mullen E.D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V.62. P.53-62.
- Pearce J.A. Basalts geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus // Tectonophysics. 1975. V.25. P.41-67.
- Pearce J.A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // Continental Basalts and Mantle Xenoliths. C.J. Hakesworth, M.J. Norry – eds. U.K. Nantwich: Shiva Press, 1983. P.230-249.

- Pearce J.A., Baker P.E., Harvey P.K., Luff I.W.* Geochemical evidence for subduction fluxes mantle melting and fractional crystallization beneath the South Sandwich Island Arc // *J. Petrology*. 1995. V.36. №4. P.1072-1109.
- Pearce J.A., Cann J.R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1973. V.19. P.290-300.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrology*. 1984. V.25. №4. P.956-983.
- Rodda F.* Outline of the geology of Viti Levu // *N.Z.J. Geol. Geophys.* 1967. V.10. P.1267- 1271.
- Rogers N.W., Sattlefield T.N.* Potassium and incompatible enrichment in shoshonitic lavas from the Tavua volcano, Fiji // *Chem. Geol.* 1994. V.118. P.43-62.
- Shervais J.V.* Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V.59. P.101-118.
- Smith I.E.M., Stewart R.B., Price R.C.* The petrology of large intra-oceanic silicic eruption: the Sandy Bay Tephra, Kermadec Arc, Southwest Pacific // *J. Volcanol. Geothermal. Res.* 2003. V.124. №3-4. P.173 -194.
- Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. V.42. P.313-345.
- Wood D.A.* The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth Planet. Sci. Lett.* V.50. P.11-30.

ТЕКТОНИКА ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ ПО ДАННЫМ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ И СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

А.В. Соловьев

ВВЕДЕНИЕ

Изучение зоны сочленения структур Камчатки и Охотского моря важно для понимания мезокайнозойских аккреционных процессов, происходивших на северо-восточной окраине Евразии. Данные о мезозойских комплексах Западной Камчатки в научной литературе весьма ограничены. В связи с составлением “Тектонической карты Охотоморского региона (масштаб 1:2 500 000)” в 1998–2002 гг. Институтом литосферы окраинных и внутренних морей РАН было проведено разностороннее изучение мезозойских комплексов Западной Камчатки и характера их взаимоотношений с кайнозойскими отложениями. Исследования, представленные в статье, опираются на данные геологического изучения комплексов Западной Камчатки (рис. 1), структурно-кинематического анализа, трекового датирования циркона и апатита.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ В СТРУКТУРЕ ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА

В географическом отношении Западная Камчатка с востока ограничена Срединным хребтом, к западу расположена акватория Охотского моря,

в пределах которой выделяется Охотоморская плита. Отсутствие прямых данных о вещественном составе фундамента Охотоморской плиты вызывает дискуссии об ее природе и происхождении [Гнибиденко, 1979; Строение дна..., 1981; Ханчук, 1985; Зоненшайн и др., 1990; Харахинов и др., 1996; Объяснительная записка..., 2000; Богданов, Добрецов, 2002]. В настоящее время основным источником информации являются данные донного драгирования, вызывающие много споров, связанных с тем, что в регионе широко проявлены процессы ледового разноса, и геофизические материалы. Ряд исследователей считают, что Охотоморская плита является континентальным или субконтинентальным блоком, столкнувшимся с Евразией [Парфенов, Натальин, 1977; Ханчук, 1985; Зоненшайн и др., 1990; Konstantinovskaia, 2001]. Скорости сейсмических волн в фундаменте Охотоморской плиты характерны для коры переходного типа. На этом основании была высказана идея о том, что Охотоморская плита представляет собой аккрецированное к краю Азиатского континента океаническое плато [Watson, Fujita, 1985; Богданов, Чехович, 2002; Богданов, Добрецов, 2002], подобное поднятиям Шатского или Онтонг-Джава. Раскрытие бассейна Охотского моря, связанное с коллизией Индостана с Евразией, по модели пассивного пулл-апарт, предполагалось рядом авторов [Jolivet et al., 1994; Worrall et al., 1996]. Выдвигалась также идея формирования Охотского моря

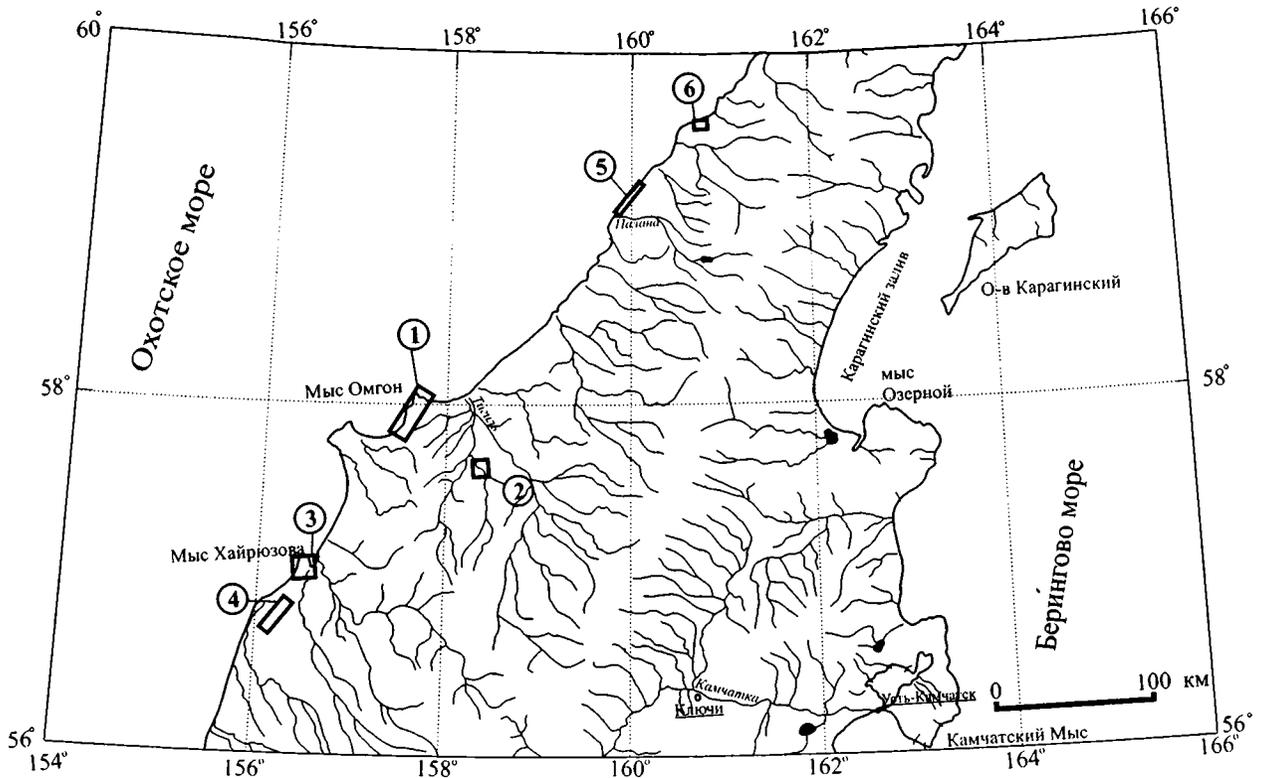


Рис. 1. Географическая схема северной части полуострова Камчатка

Квадраты и прямоугольники показывают расположение изученных участков. Цифры в кружках соответствуют: 1 – хребет Омгон, 2 – долина р. Рассошина, 3 – район мыса Хайрюзова, 4 – район горы Морошечной, 5 – устье р. Палана, 6 – район мыса Теви

в процессе растяжения континентальной коры [Mann, 1998]. Недавно выдвинута гипотеза, согласно которой Охотское море представляет собой задуговой бассейн, раскрытие которого произошло в третичное время [Hourigan, 2003].

Фундамент Западной Камчатки одни исследователи рассматривают как часть Охотоморской плиты [Ханчук, 1985; Гладенков и др., 1997; Konstantinovskaia, 2001]; другие выделяют самостоятельную Западно-Камчатскую микроплиту [Объяснительная записка..., 2000; Богданов, Чехович, 2002], существовавшую в меловое время и столкнувшуюся с Охотоморской плитой в маастрихте. Мезозойские комплексы на Западной Камчатке представлены разрозненными выходами, это осложняет расшифровку тектонической истории этого региона. Ранее в пределах Западной Камчатки выделялись Квахонский и Омгонский террейны [Watson, Fujita, 1985], затем За-

падно-Камчатский аккреционный террейн [Соколов, 1992; Nokleberg et al., 1998]. Фундаментом южной части западно-камчатской области считались высокометаморфизованные породы, выведенные на поверхность в Срединном хребте и представляющие собой часть Охотоморского континентального блока (например, [Ханчук, 1985]). В последние годы в пределах Западной Камчатки выделен Омгоно-Паланский коллизионный пояс [Богданов, Чехович, 2002], разделяющий Западно-Камчатскую и Охотоморскую микроплиты (рис. 2).

Исследования, опирающиеся на геофизические данные о глубинном строении региона и материалы спутниковой альтиметрии, позволили предложить новую схему тектоники Охотоморского региона [Объяснительная записка..., 2000; Богданов, Чехович, 2002]. Согласно этой модели, Омгоно-Паланский пояс является коллизион-

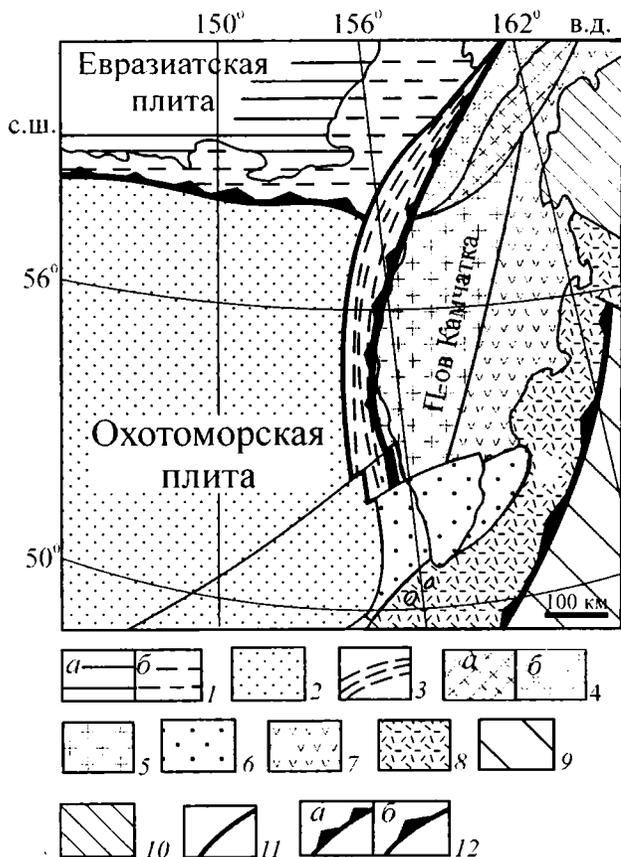


Рис. 2. Схема тектонического районирования Охотоморского региона, по [Богданов, Чехович, 2002]

1 – домеловая Евразийская плита: *a* – континент, *б* – шельф; 2 – океанское вулканическое плато (Охотоморская плита); 3 – Омгоно-Паланский коллизионный пояс; 4 – Северо-Корякская аккреционно-коллизионная область: *a* – на суше, *б* – на шельфе; 5 – Западно-Камчатская микроплита; *б* – континентальный литосферный блок (Южно-Камчатский блок): *a* – на суше, *б* – на шельфе; 7 – островодужные террейны Восточно-Камчатско-Олюторской провинции; 8 – миоцен-четвертичная Курило-Камчатская островная дуга; 9 – Тихоокеанская океаническая плита; 10 – Командорская окраинноморская впадина; 11 – крупные разломы; 12 – зоны субдукции: *a* – палеосутуры, *б* – современная зона Беньюфа

ной зоной, отделяющей Охотоморскую плиту от Западно-Камчатской микроплиты (см. рис. 2). Охотоморская плита в этой модели рассматривается, как уже указано выше, в качестве древнего океанического плато [Богданов, Добрецов, 2002], а Западно-Камчатская микроплита – как фрагмент коры континентального типа [Богданов, Чехович, 2002].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, СТРУКТУРА И ВОЗРАСТ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

Наиболее древние изученные мезозойские комплексы на Западной Камчатке обнажаются вдоль восточного побережья Охотского моря в хребте Омгон, в долине реки Рассошина, на мысе Хайрюзова и районе горы Морошечной (см. рис.

1). Эти комплексы представлены терригенными отложениями, иногда содержащими тектонические блоки кремнисто-вулканогенного, ультраосновного и основного состава, и являются автохтоном и/или параавтохтоном. Аллохтонные комплексы, представленные кремнисто-вулканогенными образованиями, наблюдались в долине реки Рассошина и севернее устья р. Палана. В Паланском районе нами описана олистостромовая толща.

Хребет Омгон

Геологическое строение

В результате геолого-съёмочных исследований в строении данного региона были выделены вулканогенно-кремнисто-карбонатный комплекс (кингиевская свита, нижний мел) и терригенный комплекс (омгонская серия), расчлененный

на тальничскую (нижний–верхний мел) и майначскую (турон–сантон) свиты [Сингаевский, Бабушкин, 1965; Геологическая карта..., 1989]. Затем возраст вулканогенно-кремнистого комплекса был обоснован определениями радиолярий как среднеюрский–раннемеловой [Казинцова, Лобов, 1987; Бондаренко, Соколов, 1990; Богданов и др., 1991; Vishnevskaya et al., 1999]. Фаунистические и флористические находки определяют интервал накопления терригенных пород омгонской серии с альба до нижнего сенона (коньяка) [Геология СССР, 1964], позже в них были обнаружены комплексы спор и пыльцы, характеризующие возраст нижней и верхней частей серии соответственно как апт-альбский и маастрихтский [Бондаренко, Соколов, 1990; Вишневская и др., 1998].

Мезозойские образования хребта Омгон (рис. 3) подразделены нами на вулканогенный и терригенный комплексы. Породы вулканогенного комплекса представлены подушечными и массивными афировыми, оливин-плаггиоклаз- и плаггиоклаз-микрофировыми, часто миндалекаменными, базальтами, долерито-базальтами и долеритами с прослоями и линзами кремней, кремнистых аргиллитов, реже известняков. Они слагают блоки и крупные пластины, ограниченные разломами, среди образований терригенного комплекса. Терригенный комплекс сложен песчаниками, алевролитами, аргиллитами, нередко образующими флишевые ритмы, среди которых встречаются мощные слои конгломератов. В песчаниках отмечен органический детрит.

В южной части хребта Омгон (см. рис. 3) три тектонические пластины, представленные породами вулканогенного комплекса, падают на северо-запад, лишь в одном месте отмечено юго-восточное падение контакта. Структурные наблюдения, проведенные в пределах участка 3 (см. рис. 3), показывают, что слоистость как в отложениях вулканогенного комплекса, так и в осадках терригенного, имеет преимущественно северо-западное падение (рис. 4Д). Разломы, ограничивающие пластины и блоки, сложенные вулканогенным комплексом, падают на запад (см. рис. 4Е). В южной части участка 3 (см. рис. 3) на терригенные породы, содержащие блоки вулканогенного комплекса, с угловым несогласием налегают среднеэоценовые отложения снатоль-

ской свиты, представленной здесь слаболитифицированными алевролитами и песчаниками с линзами угля. В южной части участка 2 в терригенных отложениях преобладают складки северной и северо-западной вергентности (см. рис. 3, рис. 4В), для которых характерно достаточно хаотичное распределение осей складок (см. 4Г). Вероятно, что данный блок (южная часть участка 2) испытал вращение на поздних этапах становления структуры, так как вергентность в нем сильно отличается от вергентности, характерной для участков 3 и 1.

В двух километрах к югу от мыса Промежуточный отложения терригенного комплекса, содержащие блоки вулканогенного, срезаются субвертикальным разломом северо-восточного простирания (см. рис. 3). К северу от этого разлома породы терригенного комплекса не содержат блоков вулканогенного состава (участок 1, см. рис. 3). Терригенные породы повышенной вязкости (песчаники, конгломераты) слагают крупную антиформу с простиранием оси в юго-запад – северо-восточном направлении (см. рис. 4А), в ядре антиформы более пластичные тонкослоистые алевропелиты деформированы в изоклинальные складки, оси которых ориентированы хаотично (см. рис. 4Б). Возможно, это результат деформации слаболитифицированных осадков либо проявление дисгармоничной складчатости, связанной с разной компетентностью пород. В пределах участка 1 отложения терригенного комплекса прорваны многочисленными силлами, сложенными габбро, диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, лейкогранитами, а также кварцевыми монцонитами и гранит-порфирами. Маломощные силлы, как правило, представлены одной или двумя петрографическими разновидностями пород; мощные (до 200 м) силлы сложены породами от диоритов до лейкогранитов и кварцевых монцонитов (Леднева, 2001).

Терригенный комплекс с резким несогласием перекрыт среднеэоценовыми осадками снатольской свиты [Геологическая карта..., 1989; Гладенков и др., 1991]. Контакт омгонской серии со снатольской описан в северной части хребта Омгон (см. рис. 3). В основании снатольской свиты развиты базальные конгломераты, в гальках

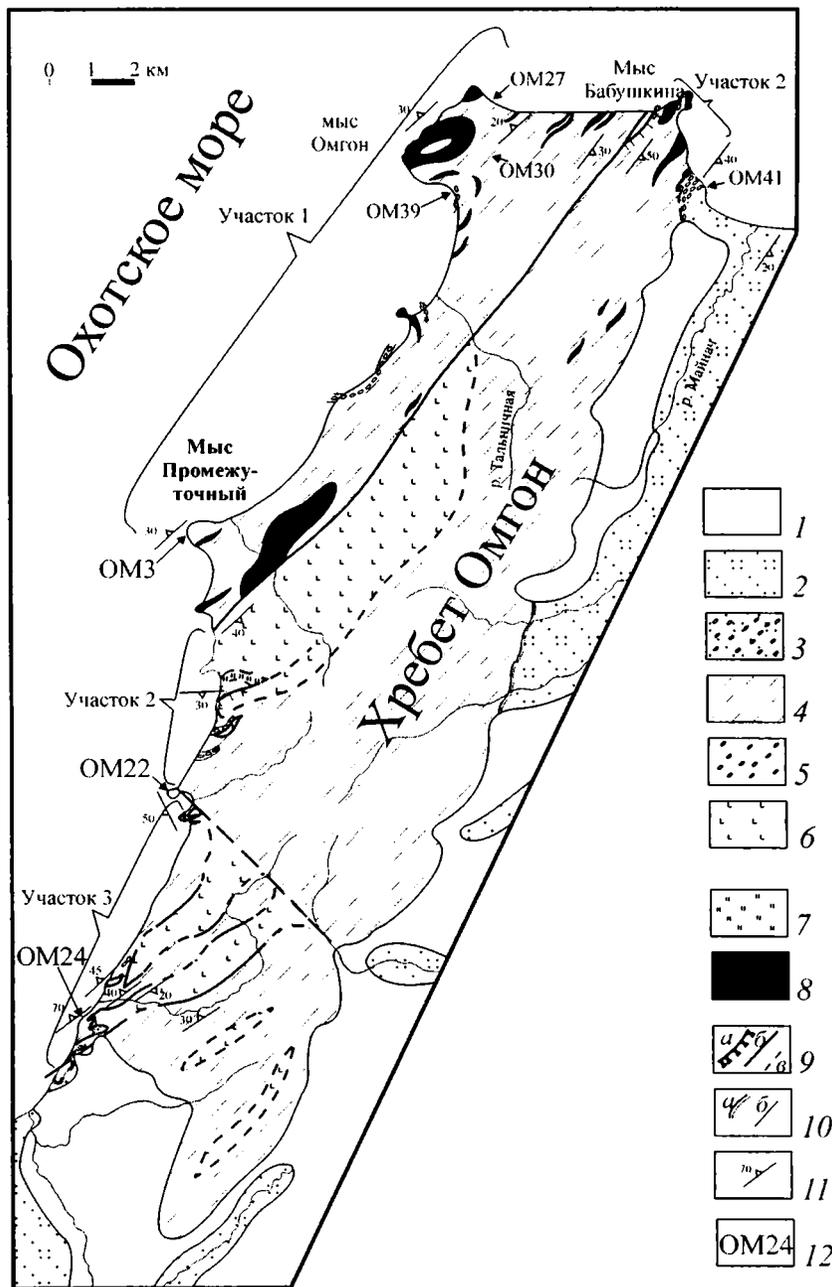


Рис. 3. Схема геологического строения хребта Омгон (Западная Камчатка), составлена с учетом материалов [Богданов и др., 2003]

1 – четвертичные отложения; 2, 3 – снатольская свита: 2 – терригенные отложения (средний эоцен), 3 – конгломераты (средний эоцен); 4, 5 – омгонская серия; 4 – турбидиты (апт–кампан), 5 – конгломераты (мел); 6 – вулканогенный комплекс, базальты, кремни, известняки (средняя юра – нижний мел); 7 – кремни (верхняя юра); 8 – силлы дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой серии (палеоцен); 9 – разломы: а – надвиги, б – субвертикальные, в – предполагаемые; 10 – контакты: а – несогласные, б – стратиграфические; 11 – элементы залегания; 12 – образцы для трекового датирования

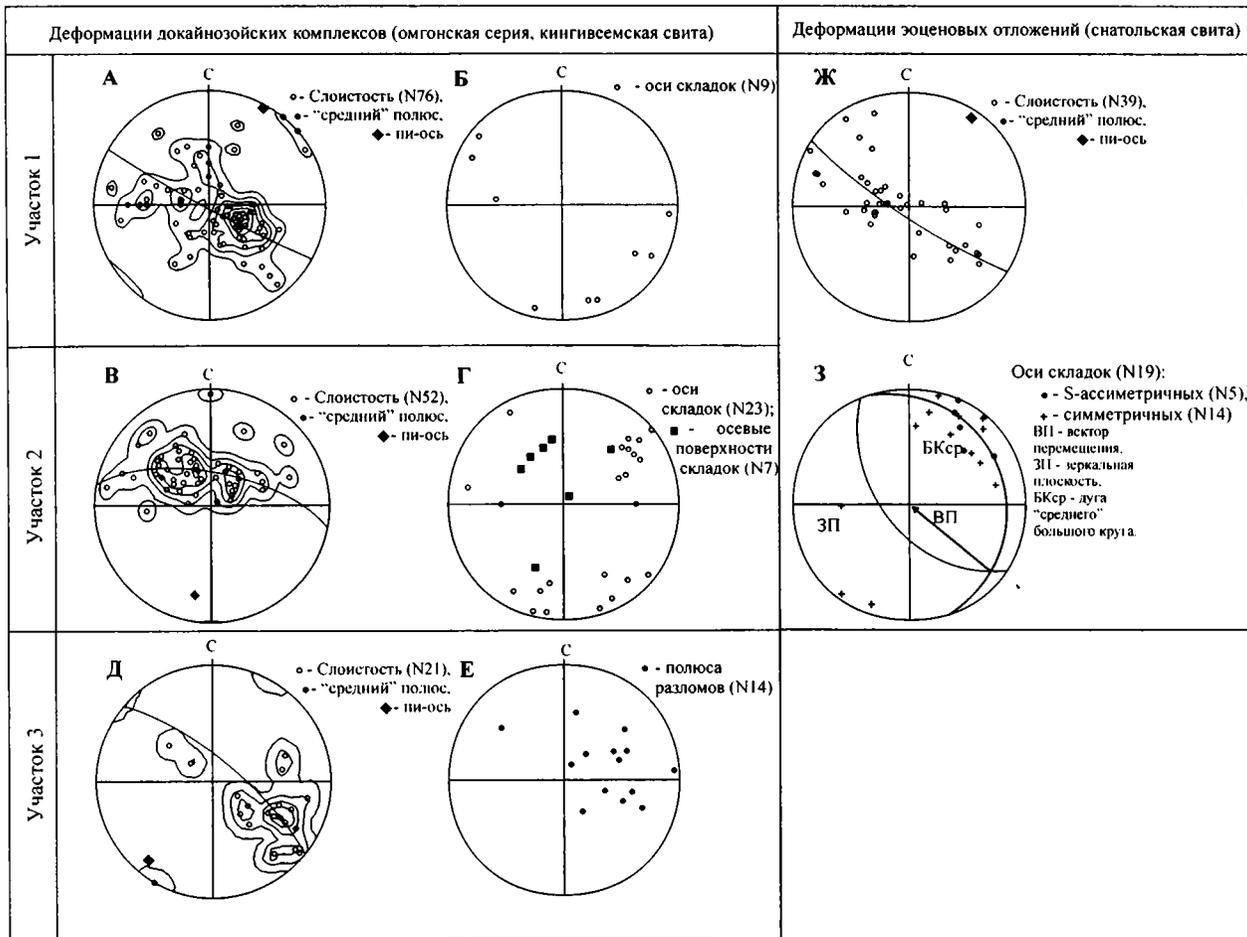


Рис. 4. Данные структурно-кинематического анализа для комплексов хребта Омгон (Западная Камчатка)

А–З – стереограммы различных структурных элементов: А, Б – для участка 1 (см. рис. 1): А – слоистости, Б – осей складок; В, Г – для участка 2 (см. рис. 1): В – слоистости, Г – осевых поверхностей и осей складок; Д, Е – для участка 3 (см. рис. 1): Д – слоистости; Е – разломов; Ж, З – для эоценовых отложений снатольской свиты (см. рис. 1): Ж – слоистости, З – осей асимметричных и симметричных складок. Линейные и плоскостные элементы показаны полюсами на сетке Шмидта, проекция на нижнюю полусферу. N – число структурных элементов данного типа, использованных при построении диаграмм

преобладают породы, характерные для докайнозойских комплексов хребта Омгон (вулканогенного и терригенного) и прорывающих их силлов. Возле контакта отложения снатольской свиты смяты в напряженные складки (вплоть до изоклинальных) северо-западной вергентности (см. рис. 4Ж). Асимметричные складки указывают на локальное перемещение снатольских отложений в северо-западном направлении (см. рис. 3, 4).

Складчатость третичных осадков становится менее напряженной при удалении от контакта с докайнозойскими комплексами, а в 1,5 км к востоку от устья реки Майнач они образуют моноклираль, пологопадающую на восток (см. рис. 3).

Таким образом, комплексы хребта Омгон испытали как минимум два этапа деформаций. Первый этап деформаций произошел до средне-

го эоцена, вероятно, в конце мела, так как наблюдается угловое несогласие в основании снатольской свиты. С этим этапом, по-видимому, связано тектоническое совмещение образований терригенного и вулканогенного комплексов. На втором этапе деформаций (в середине миоцена) были смяты в складки среднеэоценовые комплексы, главная ось сжатия этого этапа была ориентирована в направлении юго-восток – северо-запад.

Возраст и вещественная характеристика комплексов

Вулканогенный комплекс. Образования вулканогенного комплекса сложены потоками подушечных и массивных, часто миндалекаменных базальтов, долерито-базальтов и долеритов с прослоями и линзами кремней, кремнистых аргиллитов и реже известняков. В кровле потоки выполнены афировыми, клинопироксен-плагиоклаз- и плагиоклаз-микрофировыми базальтами. Петрографические и геохимические исследования вулканитов, проведенные Г.В. Ледневой, показывают, что их характеристики близки к характеристикам N-MORB спрединговых центров океанов (и/или окраинных морей) [Богданов и др., 2003].

В работах предшественников возраст вулканогенного комплекса в районе хребта Омгон был обоснован определениями радиолярий как среднеюрский–раннемеловой [Бондаренко, Соколов, 1990; Богданов и др., 1991; Вишневская и др., 1998]. Дополнительный радиоляриевый анализ, проведенный Т.Н. Палечек по кремнистым породам из блоков вулканогенного комплекса, свидетельствует о позднеюрском–раннемеловом возрасте вмещающих отложений [Соловьев и др., 2001б; Богданов и др., 2003]. Возраст кремнистых пород вулканогенного комплекса по бухиям определен как ранневаланжинский (*Buchia inflata* (Lahusen), *B. sublaevis* (Keyserling) – определения В.А. Захарова).

Терригенный комплекс. Песчаники терригенного комплекса относятся к классу граувакк, матрикс образует от 25 до 35% объема породы. Подавляющая часть обломков совершенно нека-

тана. По классификации В.Д. Шутова и других [1972], песчаники соответствуют кварц-полевошпатовым и полевошпат-кварцевым грауваккам, так как состоят из трех главных компонентов: обломков кварца, полевого шпата и тонкозернистых горных пород (табл. 1, 2). Среди обломков пород преобладают либо разнообразные вулканиты, либо аргиллиты. Обломки вулканитов идентифицируются как базальты, андезиты и риодациты, установлены также обломки девитрифицированного стекла – основной массы эффузивов. Среди обломков осадочных пород заметно преобладают аргиллиты (до 25%), второй по численности группой обломков осадочных пород являются тонкозернистые породы, по-видимому, туфогенного происхождения. Самые устойчивые из осадочных пород – кремни – относительно редки в изученных песчаниках (1–4%). Из других обломков осадочного происхождения более распространен угольный растительный детрит. Обломки метаморфических пород (кварцитов, кристаллических и слюдястых сланцев) немногочисленны (до 3%), но присутствуют постоянно. Данные подсчета состава песчаников указывают на снос с эродированной вулканической дуги [Шапиро и др., 2001] (рис. 5).

Анализ химизма аргиллитов терригенного комплекса, проведенный Г.В. Ледневой, показывает, что они формировались, главным образом, за счет размыва вулканитов активной вулканической дуги, заложившейся на континентальном основании [Богданов и др., 2003]. Источником такого материала в данном районе, вероятно, являлась Евразийская континентальная окраина, на которой в альбе заложился Охотско-Чукотский вулканический пояс.

Фауна и флора определяют интервал накопления пород терригенного комплекса с альба до нижнего сенона (коньяка) [Геология СССР, 1964], в них обнаружены также комплексы спор и пыльцы, характеризующие возраст нижней и верхней частей комплекса соответственно как апт-альбский и маастрихтский [Вишневская и др., 1998].

Трековое датирование циркона. Возраст отложений терригенного комплекса определялся нами методом детритовой термохронологии [Brandon, Vance, 1992; Garver et al., 1999; Garver et al., 2000; Соловьев и др., 2001а]. Обломочные

Составы песчаников из хребта Омгон и долины реки Рассошина

№ обр.	Qm	Qp	Qq	P	Lvl	Lvm	Lvf	Lvv	Lm	Lssh	Lsa
					Lv					Ls	
Хребет Омгон											
OM3	23	1	5	88	12	38	14	37	3	4	26
OM39	28	4	3	60	25	60	18	25	7	1	12
OM27	19	1	-	99	5	30	23	43	-	3	35
OM24	34	9	4	84	22	43	11	37	3	6	13
Долина реки Рассошина											
OM48	47	2	-	84	3	25	19	33	2	4	34

Qm – монокристаллический кварц; Qp – поликристаллический кварц; Qq – кварциты (неясной природы); P – полевые шпаты. Фрагменты мелкозернистых горных пород: Lv – вулканические породы, Lvl – породы с лейстовой структурой (большая часть – основные и среднеосновные), Lvm – породы с микролитовой структурой (в основном андезиты и дациты и их аналоги), Lvf – породы с фельзитовой структурой (кислые), Lvv – перекристаллизованное стекло без микролитов, Lm – фрагменты метаморфических пород (в том числе мета-кварцитов), Ls – фрагменты осадочных пород, Lssh – глинистые сланцы, Lsa – аргиллиты и алевропелиты, Lss – алевролиты и мелкозернистые песчаники, Lsch – кремни, Lst – туфы, туфогенные силициты, туфогенные аргиллиты, Lso – другие осадочные породы (карбонат, уголь), Op – рудные минералы, nOp – цветные минералы, U – неопределенные обломки пород, T – общее количество точек определения состава зерен в шлифе, Mtx – матрикс и цемент, Aut – аутигенные минералы.

Таблица 2

Составы песчаников из хребта Омгон и долины реки Рассошина
(данные расчетов) [Шапиро и др., 2001]

№ обр.	T	Q	F	L	L(vms)	V	M	S	V(lmf)	vl %	vm %	vf %	%mt x	Возраст* (млн. лет)
Хребет Омгон														
OM3	300	10	29	61	173	58	2	40	64	19	59	22	25	80,0±4,1
OM39	300	12	20	68	194	66	4	30	103	24	58	18	16	85,3±4,2
OM27	300	7	33	60	164	62	-	38	58	9	52	39	26	99,8±5,8
OM24	300	16	28	56	160	71	2	27	76	29	57	14	22	102,0±18,9
Долина реки Рассошина														
OM48	300	16	28	56	152	53	1	46	47	6	53	41	29	79,5±8,0

* – возраст наиболее молодой популяции циркона (см. табл. 3). Суммарные значения компонентов рассчитаны по формулам: $Q=(Qm+Qp+Qq)/T \times 100$; $F=P/T \times 100$; $L=(T-Q-F)/T \times 100$; $L(vms)=Lv+Lm=Ls$; $V=Lv/(Lv+Lm+Ls) \times 100$; $M=Lm/(Lv+Lm+Ls) \times 100$; $S=Ls/(Lv+Lm+Ls) \times 100$; $V(lmf)=Lvl+Lvm+Lvs$; $Vl=Lvl/Vlmf \times 100$; $Vm=Lvm/Vlmf \times 100$; $Vf=Lvf/Vlmf \times 100$; $\%mtx=mtx/(mtx+T) \times 100$.

цирканы были выделены из песчаников омгонской серии (шесть образцов) и снатольской свиты (один образец) (табл. 3). Возраст отдельных зерен цирконов определялся методом трекового датирования. При датировании использовался метод внешнего детектора [Wagner, Van den

Haute, 1992]. Из каждого образца песчаника было датировано от 45 до 75 зерен циркона (см. табл. 3). При анализе распределения трековых возрастов в каждом образце выделяются две или три разновозрастные популяции циркона: (P1) – 80 –

(данные подсчетов) [Шапиро и др., 2001]

Lss	Lsch	Lst	Lso	Op	nOp	U	T	Mtx	Aut
Ls									
Хребет Омгон									
13	-	23	3	-	2	8	300	98	12
15	3	28	-	1	7	3	300	56	9
9	-	13	3	4	3	10	300	106	10
2	4	17	2	-	2	7	300	86	2
Долина реки Рассошина									
9	4	14	5	1	4	10	300	123	8

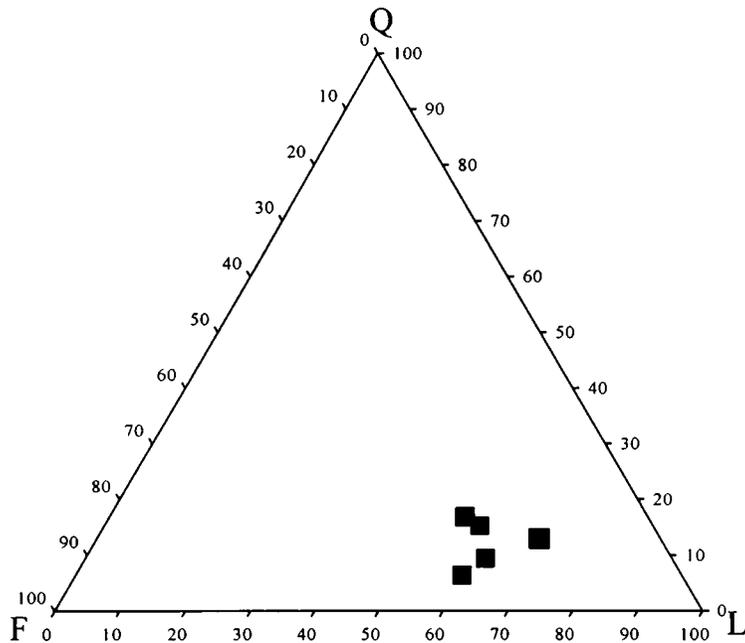


Рис. 5. Диаграмма отношений главных составляющих песчаников из хребта Омгон и долины реки Рассошина

Q – кварц (без силикатных пород и кварцитов), F – полевой шпат, L – фрагменты пород

114 млн. лет, (P2) – 142 – 187 млн. лет и (P3) – 250 млн. лет (рис. 6).

Присутствие в песчаниках разновозрастных цирконов, а также отсутствие вторичных минералов, формирующихся при температурах 200–250°C, позволяет предполагать, что после своего накопления толщи не прогревались выше температуры закрытия (~215–240°C) трековой системы в цирконе [Brandon, Vance, 1992]. Таким образом, полученные оценки возраста популяций отражают события остывания зерен циркона в источниках сноса. Наиболее молодая популяция

(P1) датирована в интервале от 80,0±4,1 до 114,5±7,2 млн. лет, то есть цирконы этой популяции испытали последнее охлаждение в интервале геологического времени от альба до начала кампана. Возраст отложений всегда моложе содержащихся в них обломков, значит, возраст молодой популяции цирконов определяет нижнюю границу времени осадконакопления терригенного комплекса. Датированные цирконы молодой популяции в основной своей массе являются бесцветными идиоморфными кристаллами, что характерно для первого цикла седиментации. Эти

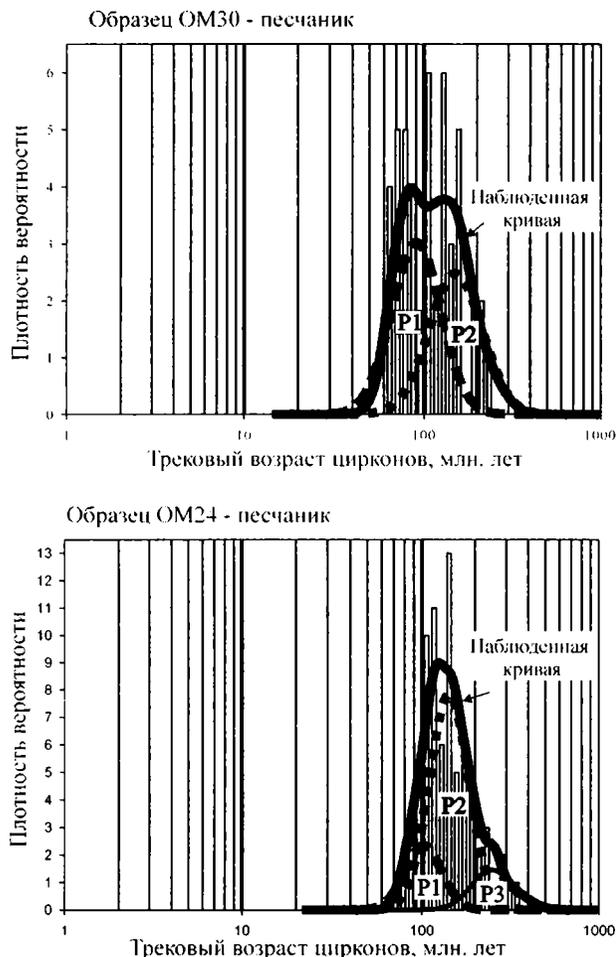


Рис. 6. Графики распределения трековых возрастов зерен циркона из терригенных отложений хребта Омгон

P1, P2, P3 – пики разновозрастных популяций циркона (см. табл. 1), выделенных программой BinomFit1.8 [Brandon, 2002]

цирконы, вероятнее всего, сформировались в результате вулканической деятельности, синхронной осадконакоплению флиша, и попали в бассейн достаточно быстро после кристаллизации. В ряде работ [Brandon, Vance, 1992; Garver et al., 1999; Garver et al., 2000; Соловьев и др., 2001a; Шапиро и др., 2001] было показано, что возраст наиболее молодой популяции цирконов близок к возрасту отложений в том случае, если во время седиментации в непосредственной близости происходила вулканическая активность. Таким об-

разом, опробованная часть терригенного комплекса формировалась, по крайней мере, с альба до начала кампана.

Трековое датирование апатита. Трековое датирование детритового апатита из осадочных пород – это метод, позволяющий реконструировать термальную историю отложений [Wagner, Van den Haute, 1992]. Треки в апатите устойчивы лишь при относительно низких температурах, а при увеличении температуры они начинают “отжигаться” вплоть до полного исчезновения. Отжиг треков происходит в интервале температур, который называют *зоной отжига*. Нижний температурный предел зоны отжига, до которого устойчивы 100% треков, соответствует приблизительно 70°C, а верхний предел, выше которого треки не устойчивы, – 125°C (при нагреве в течение около 10 млн. лет). Эффективная температура закрытия апатита оценена как $111 \pm 6^\circ\text{C}$ [Laslett et al., 1987]. Таким образом, апатит часто применяется для реконструкции времени тектонических движений, в результате которых происходит вывод толщ на поверхность и их остывание.

Данные трекового датирования апатита из песчаников терригенного комплекса (табл. 4) показывают, что их остывание ниже температуры $111 \pm 6^\circ\text{C}$ происходило в период 74–58 млн. лет назад. Обращает внимание, что возраст апатита из 6 образцов (OM3, OM22, OM24, OM27, OM30, OM39), учитывая ошибки определений, близок к 70 млн. лет. Это позволяет утверждать, что терригенный комплекс был выведен за пределы изотермы $\sim 100^\circ\text{C}$ (на глубину менее 4 км при геотермическом градиенте $25^\circ\text{C}/\text{км}$) в маастрихте. Возраст апатита из образца OM3 ($57,7 \pm 7,0$ млн. лет), по-видимому, был омоложен при термальном событии, связанном с внедрением силлов (см. табл. 4).

Кайнозойские образования хребта Омгон. В северной части хребта Омгон отложения терригенного комплекса прорваны многочисленными силлами дифференцированными от базальтов до риолитов или от габбро до гранитов [Леднева, 2001]. Силлы деформированы вместе с вмещающими терригенными отложениями. Возраст силлов определялся трековым датированием апатита и циркона (см. табл. 4). Установлено, что

Таблица 3

Трековые возрасты детритовых цирконов из песчаников Западной Камчатки

№обр.	Серия, свита	Nt	Возраст популяций циркона (млн. лет)			
			P1	P2	P3	
Хребет Омгон (участок 1 – см. рис. 1, рис. 3)						
OM3	Омгонская	75	80,0±4,1 (95%)	175,7±50,5 (5%)	-	
OM39	Омгонская	74	85,3±4,2 (95%)	167,8±33,6 (5%)	-	
OM30	Омгонская	46	90,6±9,0 (53%)	151,3±17,3 (47%)	-	
OM27	Омгонская	75	99,8±5,8 (83%)	187,0±27,9 (17%)	-	
OM24	Омгонская	75	102,0±18,9 (19%)	142,2±12,0 (68%)	248,2±28,8 (13%)	
OM22	Омгонская	60	114,5±7,2 (70%)	-	237,1±25,3 (30%)	
OM41	Снатольская	42	P1	P2	P3	P4
			45,2±3,2 (39%)	68,3±13,0 (18%)	101,2±9,7 (36%)	293,0±60,7 (7%)
Долина реки Рассошина (участок 2 – см. рис. 1)						
OM50	Майначская	65	77,7±6,6 (50%)	96,6±11,4 (46%)	198,3±64,8 (4%)	
OM48	Майначская	70	79,5±8,0 (30%)	108,0±12,3 (50%)	179,3±28,0 (20%)	
Хребет горы Морошечной (участок 4 – см. рис. 1)						
X28	Кунунская	50	82,2±12,0 (33%)	123,2±12,2 (67%)	-	
X29	Кунунская	40	72,1±4,2 (88%)	-	207,9±33,5 (12%)	
Район мыса Теви (участок 6 – см. рис. 1)						
Ш34/99	Геткил-нинская	60	58,5±4,9 (32%)	98,1±8,1 (53%)	173,6±26,7 (15%)	
Ш22/99	Геткил-нинская	60	59,0±4,3 (45%)	107,0±10,8 (48%)	192,1±73,0 (7%)	

№ обр. – номер образца. Nt – количество датированных зерен циркона в образце. P1, P2, P3, P4 – возраст популяций циркона, рассчитанный по программе BinomFit v 1.8 [Brandon, 1996; Brandon, 2002]. Возраст приведен в млн. лет, ошибка определения соответствует $\pm 1\sigma$, проценты в скобках отражают количество зерен данной популяции от общего числа датированных зерен (Nt). Цирконы датированы с использованием метода внешнего детектора (Wagner, Van den Haute, 1992). Зерна циркона были впрессованы в пластинки FEP Teflon^{MT} размером 2×2 см². Для каждого образца готовились 2 пластинки. Пластинки обдирались на абразивном круге и затем полировались с использованием алмазных паст (9 μm и 1 μm) и пасты Al₂O₃ (0,3 μm) на конечной стадии. Химическое травление пластинок производилось составом NaOH-KOH при температуре 228°C в течение 15 часов (первая пластинка) и 30 часов (вторая пластинка). После травления пластинки были накрыты детектором (слюда с низким содержанием урана) и облучены в потоке тепловых нейтронов порядка 2×10^{15} нейтрон/см² (реактор Университета штата Орегон). Одновременно с образцами облучались возрастные стандарты для циркона (Фиш Каньон Туф (Fish Canyon Tuff - FCT) и Булак Туф (Buluk Tuff -BL)) и стекло-дозиметр с известным содержанием урана (CN-5) [Hurford, 1998]. При подсчете треков использовался микроскоп Olympus BX60 с автоматизированной системой и цифровой планшеткой, максимальное увеличение $\times 1600$, сухой метод. Z-фактор, вычисленный по 8 возрастным стандартам (4 образца- FCT, 4 образца- BL), равнялся 348,2±11,02 [Hurford, 1998].

остывание силлов, а, возможно, и их внедрение, произошло в позднем палеоцене (63–60 млн. лет назад) на широте, близкой к современному положению хребта Омгон [Чернов, Коваленко, 2001]. Из базальных горизонтов снатольской свиты, с угловым несогласием перекрывающей мезозойские комплексы, также был отобран песчаник для

трекового датирования циркона (образец OM41). Для песчаников снатольской серии характерно присутствие четырех популяций цирконов (см. табл. 4). Возраст молодой популяции цирконов – 45,2±3,2 млн. лет, что соответствует среднеэоценовому возрасту этой свиты [Гладенков и др., 1991].

Трековые датировки циркона и апатита из

Комплекс, серия, свита	Порода, № образца	Минерал	ρ_s	Ns	ρ_i	Ni
Силл	Габбро, О98-27	Циркон	6,85	1766	5,03	1296
Силл	Габбро, О98-27	Апатит	0,45	222	1,12	551
Силл	О98-43	Циркон	10,5	1116	8,42	891
Омгонская серия	Песчаник, ОМ3	Апатит	0,35	194	0,76	419
Омгонская серия	Песчаник, ОМ22	Апатит	0,40	101	0,96	241
Омгонская серия	Песчаник, ОМ24	Апатит	0,28	130	0,44	209
Омгонская серия	Песчаник, ОМ27	Апатит	0,20	91	0,45	201
Омгонская серия	Песчаник, ОМ30	Апатит	0,39	168	0,86	367
Омгонская серия	Песчаник, ОМ39	Апатит	0,44	247	1,18	665
Майначская свита	Песчаник, ОМ48	Апатит	0,48	282	1,39	822
Майначская свита	Песчаник, ОМ50	Апатит	0,78	166	1,64	349

ρ_s – плотность треков спонтанного деления ^{238}U ($\text{см}^{-2} \times 10^6$); Ns – количество подсчитанных треков спонтанного деления, ρ_i – плотность треков индуцированного деления ^{238}U ($\text{см}^{-2} \times 10^6$), ρ_d – плотность треков во внешнем детекторе (низкоурановная слюда) ($\text{см}^{-2} \times 10^5$); n – количество датированных зерен, c2 – ки-квадрат вероятность в процентах. Z-фактор для циркона, вычисленный по 8 возрастным стандартам (Фиш Каньон Туф и Булак туф), равнялся $348,2 \pm 11,02$ (± 1 se) [Hurford, 1998]. Z-фактор для апатита, вычисленный по 7 возрастным стандартам (Фиш Каньон Туф и Булак туф), равнялся $104,32 \pm 3,35$ (± 1 se) [Hurford, 1998]. Образцы облучались в потоке тепловых нейтронов порядка 2×10^{15} нейтрон/см² для циркона и 8×10^{15} нейтрон/см² для апатита (реактор Университета штата Орегон). Одновременно с образцами облучались возрастные стандарты и стекло-дозиметр, с известным содержанием урана (CN-5 для циркона, CN-1 для апатита). При подсчете треков использовался микроскоп Olympus BH-P с автоматизированной системой и цифровой планшеткой, максимальное увеличение $\times 1562,5$, сухой метод. U – содержание урана в ppm (± 2 SE). Если $\chi^2 > 5\%$, то приведен объединенный (pooled) возраст, если $\chi^2 < 5\%$ – показан минимальный возраст, соответствующий наиболее молодой популяции, рассчитанной BinomFit v. 1,8 [Brandon, 1996].

Долина реки Рассошина

В долине реки Рассошина (см. рис. 1, участок 2) обнажается терригенная толща, относимая к майначской свите (омгонская серия) [Геологическая карта..., 1989]. Нижняя часть толщи представлена песчаниками, алевролитами и аргиллитами, ее мощность 500–700 м [Коваленко, 2003]. Фауны во флишоидных отложениях здесь не обнаружено, поэтому отнесение этих пород к майначской свите (омгонская серия) достаточно условно. Терригенные отложения падают на запад, интенсивно кливажированы. По составу песчаники соответствуют кварц-полевошпатовым грауваккам и идентичны песчаникам терригенного комплекса хребта Омгон (см. табл. 1, 2) [Шапиро и др., 2001]. Для терригенных отложений впервые получены оценки возраста (см. табл. 3). Воз-

раст молодых популяций циркона в двух образцах – $77,7 \pm 6,6$ и $79,5 \pm 8,0$ млн. лет. Отметим, что опробованные флишоидные разрезы расположены к западу от хребта Омгон и несколько моложе, чем образования терригенного комплекса хребта Омгон. В верхней части разреза терригенные породы сменяются кремнисто-яшмовыми отложениями с потоками пиллоу-базальтов, видимой мощностью 200 м. Из кремней этой части разреза определены сантон-маастрихтские комплексы радиолярий [Курилов, 2002].

Верхнемеловые отложения майначской свиты (долина реки Рассошина), вероятно, имели термотектоническую историю, отличную от терригенных пород хребта Омгон, так как по датировкам апатита испытали последнее остывание ниже $\sim 100^\circ\text{C}$ в позднем эоцене (около 38 млн. лет назад) (см. табл. 4). Возможно, вторичный

Таблица 4

мел-палеоценовых комплексов Западной Камчатки

ρd	N	χ ²	Возраст	-1σ	+1σ	U ±2se
2,65	30	99,4	62,5	-3,3	+3,5	231,0±17,8
29,3	15	100,0	60,9	-6,7	+7,6	15,2±1,4
2,92	17	100,0	63,0	-3,8	+4,0	350,9±32,7
30,1	20	98	73,9	-8,5	+9,6	9,8±1,0
30,8	15	49,8	66,5	-9,0	+10,4	12,4±1,7
30,6	15	0,2	73,7*	-12,8	+15,5	5,8±0,8
30,5	15	97,5	71,3	-8,3	+9,2	5,9±0,9
30,3	15	80,8	71,5	-8,5	+9,6	11,3±1,3
30,1	25	80,3	57,7	-6,2	+7,0	15,6±1,4
29,8	26	0,0	37,6*	-6,1	+7,3	18,6±1,5
29,6	15	0,0	38,0*	-7,8	+9,8	22,0±2,5

прогрев толщи был связан с формированием Кинкильского вулканического пояса [Геологическая карта..., 1989].

Мыс Хайрюзова

Изученный участок расположен на западном побережье Камчатки в районе мыса Хайрюзова (см. рис. 1, участок 3, рис. 7). Подробное описание геологического строения этого участка приведено в статье Т.Н. Палечек и др. (данный сборник). На мысе Хайрюзова выделена алевропелитовая толща раннеальбского возраста, несогласно перекрытая терригенной толщей раннего эоцена (напанская свита), на которой, в свою очередь, лежит вулканогенная толща предположительно среднеэоцен-олигоценового возраста [Палечек и др., 2001]. Терригенные отложения среднеэоценовой снатольской свиты, по-видимому, являются фациальным аналогом нижних частей вулканогенной толщи. Верхнеолигоценовые–нижнемиоценовые отложения, представленные песчаниками, туфогенными алевролитами и аргиллитами, отнесены к вивентекской и кулувенской свитам [Сингаевский, 1965; Палечек и др., данный сборник].

Детальные исследования показали, что на побережье к юго-востоку от мыса Хайрюзова

прослеживается зона тектонического шва (см. рис. 7). В береговых разрезах эта зона выражена выходами характерных зеленых, зеленовато-серых глин с блоками ультраосновных и основных пород, часто серпентинизированных. Зеленые и зеленовато-серые глины имеют тектоническое происхождение и, по-видимому, образовались в результате тектонической переработки ультраосновных и основных пород. Блоки представлены пикрит-долеритами и долерито-базальтами позднемелового (предположительно постмаастрихтского – до-раннепалеоценового) возраста [Леднева, данный сборник]. По-видимому, блоки структурно связаны с выходами наиболее древних терригенных отложений и были выведены на поверхность в результате тектонических движений в середине миоцена. Верхнеолигоценовые–нижнемиоценовые отложения деформированы в складки юго-восточной vergentности (рис. 8, 9).

Таким образом, в районе мыса Хайрюзова проявлен постранимиоценовый этап деформаций. Анализ структурных элементов показывает, что западный блок (со стороны Охотского моря) воздымался и надвигался на восточный блок, либо восточный блок пододвигался под западный. Этот этап деформаций отмечен только лишь в районе мыса Хайрюзова. Гипотетически он мог быть связан с процессами растяжения и

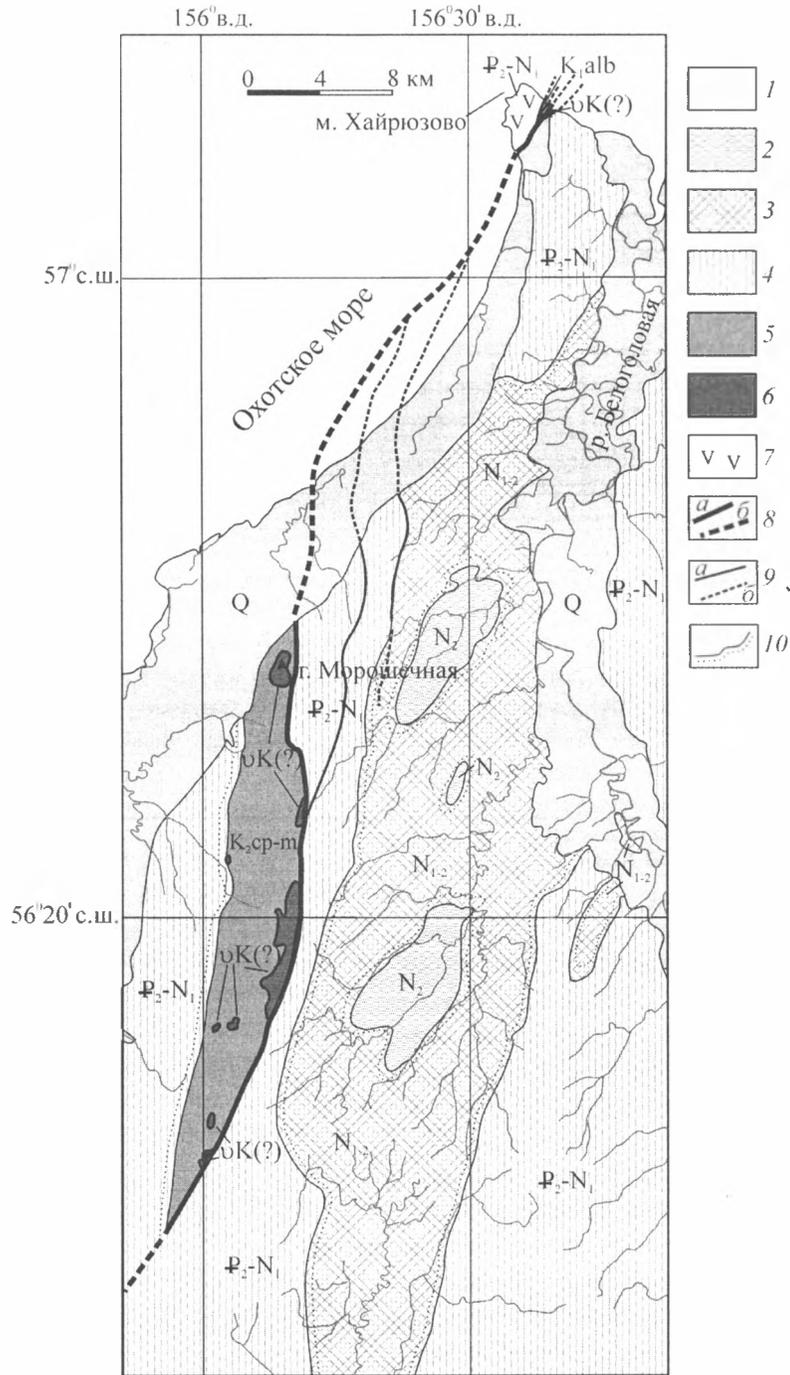


Рис. 7. Схема геологического строения районов мыса Хайрюзова и хребта горы Морошечная (с изменениями по [Сингаевский, 1965; Коваль, 1964])

1 – четвертичные отложения; 2 – терригенные плиоценовые отложения; 3 – миоцен-плиоценовые туфотерригенные отложения; 4 – эоцен-миоценовые терригенные, туфотерригенные, вулканогенные отложения (нерасчлененные); 5 – меловые флишвидные отложения (нижеальбские на мысе Хайрюзова, кампан-маастрихтские в хребте горы Морошечная); 6 – тектонические блоки ультраосновных и основных пород; 7 – вулканиты; 8 – главные разрывы: а – установленные, б – предполагаемые; 9 – второстепенные разрывы: а – установленные, б – предполагаемые; 10 – стратиграфические несогласия

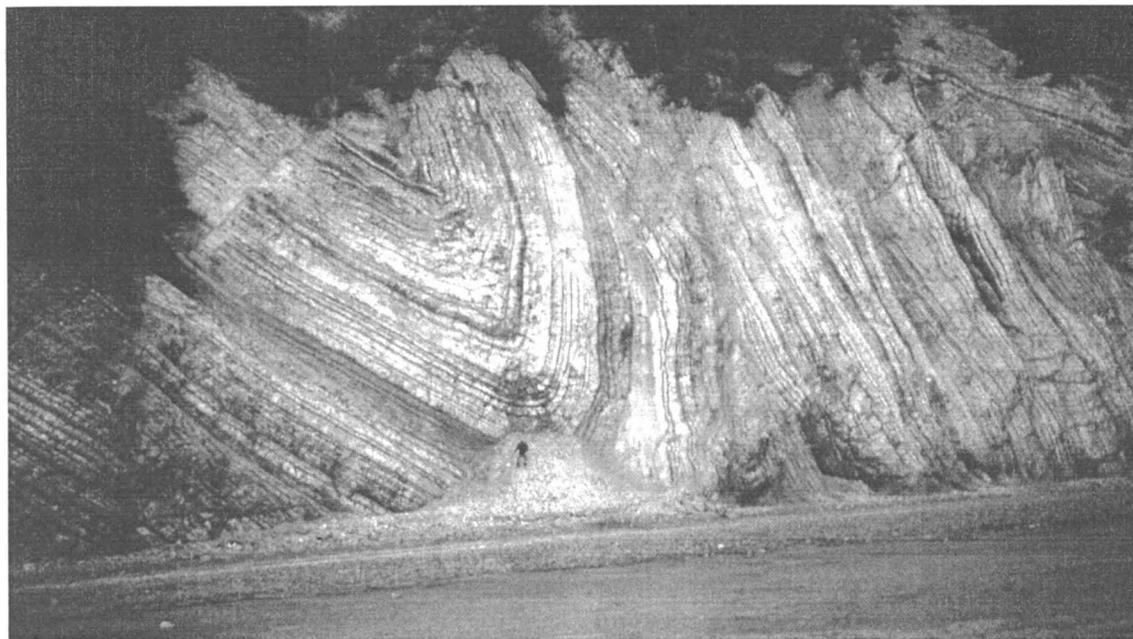


Рис. 8. Складчатые деформации верхнеолигоцен-нижнемиоценовых отложений в районе мыса Хайрюзова

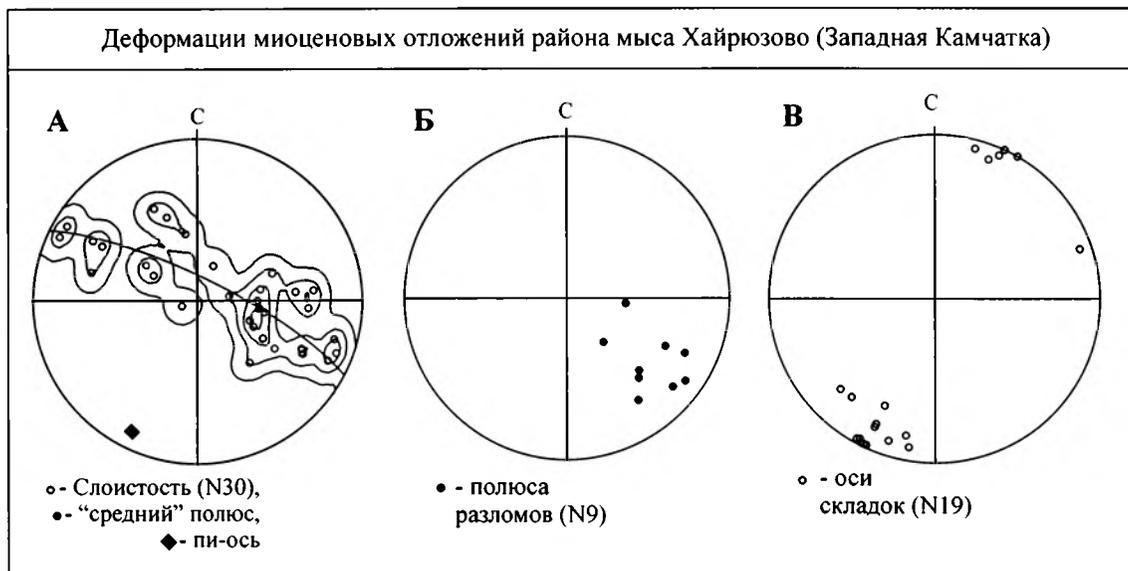


Рис. 9. Данные структурно-кинематического анализа для верхнеолигоцен-нижнемиоценовых отложений мыса Хайрюзова (Западная Камчатка)

А-В – стереограммы различных структурных элементов: А – слоистости, Б – разломов, В – осей складок. Линейные и плоскостные элементы показаны полюсами на сетке Шмидта, проекция на нижнюю полусферу. N – число структурных элементов данного типа, использованных при построении диаграмм

деструкции коры Охотоморской плиты [Hourigan, 2003], например, с формированием Шелиховского грабена в прогибе Тинро [Объяснительная записка..., 2000].

Район горы Морошечной

Геологическое строение и возраст комплексов района горы Морошечной

Хребет Морошечный (см. рис. 1, участок 4) простирается в субмеридиональном направлении, параллельно побережью Охотского моря. В этом районе выделялись верхнемеловые терригенные отложения кунунской свиты [Сингаевский, 1965], представленной песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Эти породы слагают структурную антиформу и на ее западном крыле с несогласием перекрываются среднеэоценовыми–нижнеолигоценовыми отложениями снатольской свиты. Перекрывающие отложения, вплоть до миоценовых, вовлечены в складчатые деформации. Восточная граница антиформы представляет собой разрыв, с которым структурно связаны тектонические блоки ультраосновных и основных пород (Леднева, данный сборник).

Терригенный комплекс. В верховьях реки Пхын обнажаются песчаники, алевролиты, аргиллиты, образующие флишоидное переслаивание. Иногда в подошве циклов отмечаются гравелиты. Породы имеют западное падение. По составу песчаники соответствуют кварц-полевошпатовым грауваккам [Голдырев, 2001] и идентичны песчаникам хребта Омгон [Шапиро и др., 2001]. Из флишоидных толщ отобраны два образца (X28 – песчаник, X29 – гравелит). Обломочные цирконы, выделенные из этих проб, датированы трековым методом (см. табл. 1). Удалось выделить две популяции цирконов. Возраст молодых популяций цирконов соответствует кампану–маастрихту ($82,2 \pm 12,0$ и $72,1 \pm 4,2$ млн. лет). Этот возраст определяет нижний предел осадко-накопления флишевых отложений.

Тектонические блоки ультраосновного и основного состава. Блоки пространственно, по-видимому, приурочены к тектоническому шву. Вдоль западной границы отмечены меланжиро-

ванные разности. По своему структурному положению позиция блоков, по-видимому, аналогична позиции блоков вулканогенного комплекса хребта Омгон [Соловьев и др., 2001; Богданов и др., 2003]. Кристаллизация оливиновых габбро происходила из бонинитового расплава, появление которого может быть связано либо с субдукцией молодой разогретой литосферной плиты или спредингового центра, либо с влиянием мантийного плюма. А безоливиновые габбро кристаллизовались из толеитового расплава, формирование которого, возможно, имело место в обстановке взаимодействия мантийного плюма с веществом надсубдукционного клина [Леднева, 2002].

Устье реки Паланы

Самый северный из выходов мезозойских комплексов на Западной Камчатке расположен непосредственно к северу от устья реки Паланы (см. рис. 1, участок 5).

Первая публикация, специально посвященная этому участку, принадлежит М.Ф. Двали [1957], который описал на мысе Паланский паланский горизонт и туфо-сланцевую серию. В дальнейшем район изучался в ходе геологической съемки масштаба 1:200 000 [Демидов, Сулима, 1982]. Были выделены кингивеевская, ирунейская, тальническая и усть-паланская свиты. На изданной геологической карте масштаба 1:1 000 000 [Геологическая карта..., 1989] меловые породы паланского района были разделены на три свиты: нижнемеловую – кингивеевскую (базальты, долериты, кремнистые породы), кампанскую – ирунейскую (долериты, базальты, туфы, яшмы) и маастрихтскую – усть-паланскую (туфы, туфобрекчии базальтов, трахибазальтов, песчаники, конгломераты). Позже изучение строения паланского разреза было проведено А.Б. Цукерником и представлено в “Отчете” (1991) по тематическим исследованиям ГНПП “Аэрогеология”. Им выделяются вулканогенно-осадочная кампанская ирунейская свита, слагающая большую, северную часть береговых обнажений к югу от реки Анадырки, и олистостромовая усть-паланская свита. Строение кайнозойских образований, об-

наженных в обрыве морского берега к северу от Паланы, подробно описано Ю.Б. Гладенковым и его соавторами [1997].

Геологическое строение и возраст комплексов района Паланы

Докайнозойские породы паланского разреза разделяются нами на две толщи: вулканогенную и олистостромовую (рис. 10). Присутствие обломков пород, характерных для вулканогенной толщи, в олистостромовой толще позволяет считать, что олистостромовая толща, по-видимому, моложе вулканогенной.

Вулканогенная толща. Основание вулканогенной толщи в изученном районе не обнажено. Толща слагает северную часть береговых обнажений к югу от устья р. Анадырка и в основном представлена массивными агломератовыми брекчиями базальтов и андезибазальтов. Обломки брекчий представлены темно-серыми до черных порфиоровыми породами с крупными (до 3–4 мм) изометричными вкрапленниками клинопироксена. Некоторые разности андезибазальтов обогащены игольчатыми вкрапленниками роговой обманки. Угловатые обломки базальтов размером от первых сантиметров до первых метров, как правило, погружены в цемент близкого к ним состава. Некоторые породы с различающимися по текстуре и слегка окатанными обломками можно отнести к туфобрекчиям. Никакой, даже самой грубой слоистости в этих породах не наблюдается, и определить их залегание в большинстве случаев невозможно, хотя в обнажениях часто видны протяженные разнонаправленные трещины и зоны дробления. Базальты и агломератовые брекчии содержат маломощные (10–30 м) пачки аргиллитов, туфогенных алевролитов и песчаников, кремнистых алевролитов, серых и черных кремней с примесью туфового материала. В некоторых туфопесчаниках и туфогенных алевролитах наблюдается нечеткая градационная слоистость. Контакты слоистых пачек с вмещающими брекчиями обычно сорваны, а сами слоистые породы сильно дислоцированы, с формированием тектонических брекчий и разорванных мелких складок.

Преобладают крутые залегания и субмеридиональные простирания, с падением на восток-юго-восток или запад-северо-запад (в самых северных выходах вулканогенной толщи) (рис. 11Д). Эти простирания близки к простиранию береговой линии и, по-видимому, отражают залегание толщи в целом. Пачки слоистых пород лишены индивидуальности, и не исключено, что выходы некоторых из них повторяются, хотя самая нижняя пачка заметно отличается и состоит почти из одних аргиллитов с редкими линзами кремней и обломками тонких призматических слоев раковин иноцерамид. Общая видимая мощность вулканогенной толщи не поддается точной оценке, но если считать, что она образует моноклинал, приблизительно параллельную берегу, то ее мощность, по-видимому, превышает 1 км.

Обоснование возраста вулканогенной толщи. Амфиболы из двух образцов андезибазальтов, отобранных из этой толщи в 3 км к югу от устья реки Анадырка, датированы К/Аг методом – $72,5 \pm 3,5$ млн. лет (обр Ш88) и $72,0 \pm 3,5$ млн. лет (обр Ш89) (табл. 5).

Из образцов кремнистых пород вулканогенной толщи экстрагированы радиолярии, свидетельствующие о позднекампанском – маастрихтском возрасте вмещающих отложений [Палечек и др., 2003].

Олистостромовая толща. К югу от выходов вулканогенного комплекса развита олистостромовая толща, которая слагает обрыв морского берега и приливную полосу непосредственно к северу от Усть-Паланы (см. рис. 10). Олистостромовая толща отделена от вулканогенной крутым субмеридиональным разрывом. Толща выглядит как хаотическое или слабо упорядоченное (ориентированное) скопление глыб, коротких или протяженных (до 80 м) линз слоистых красных, серо-зеленых и почти черных кремней и кремнистых аргиллитов в песчано-брекчиевом матриксе. Значительно реже в составе крупных олистолитов и мелких глыб встречаются пироксеновые базальты с агломератовой текстурой, характерные для описанной выше вулканогенной толщи Паланского разреза. Кремни и кремнистые аргиллиты в олистолитах и олистоплаках, как правило, содержат обломки призматического слоя толстостворчатых крупнораковинных иноцера-

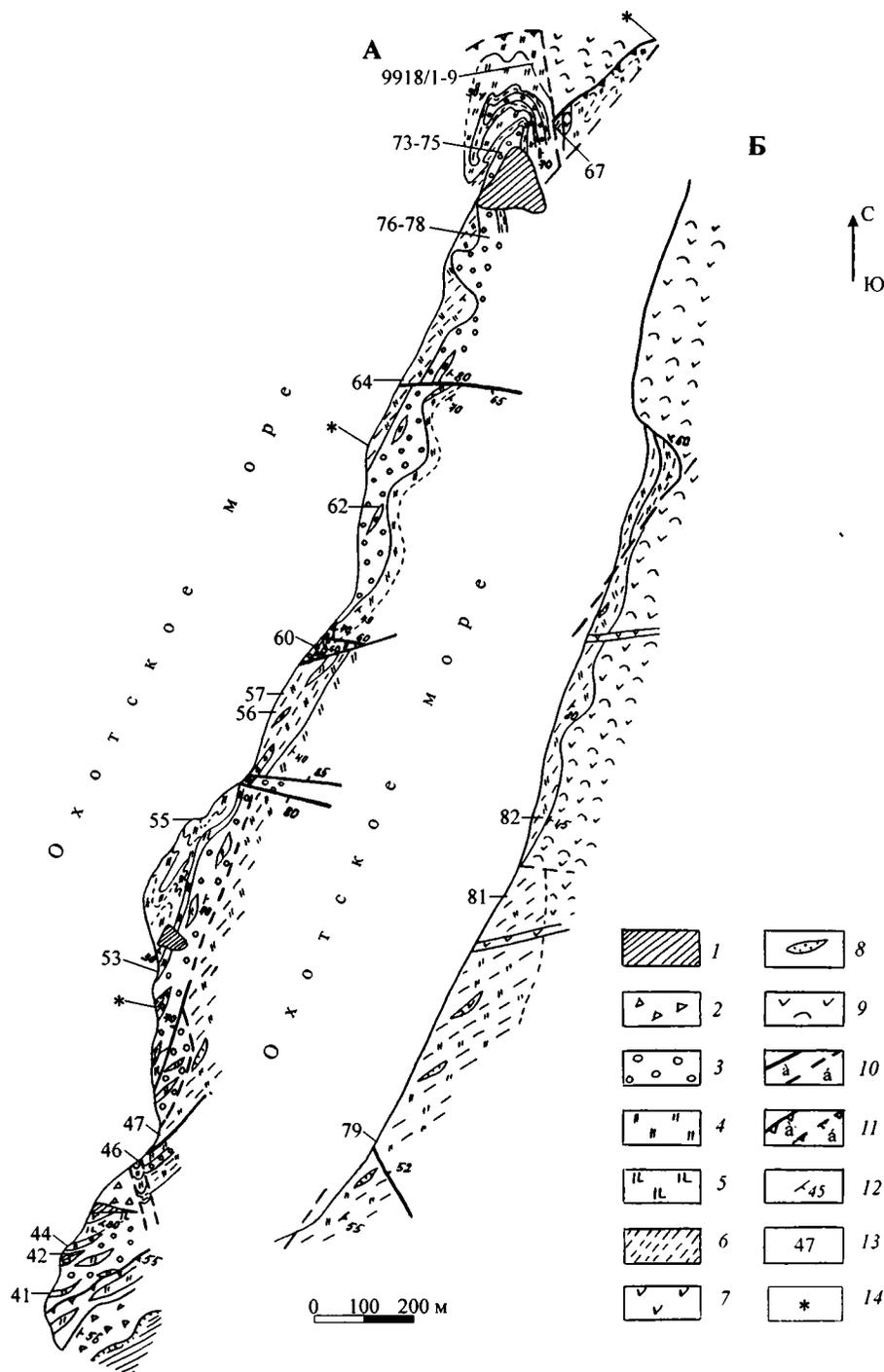


Рис. 10. А. Береговой разрез к северу от поселка Палана (в плане) (А) и его продолжение к северу (Б)

1 – осыпи; 2 – зоны меланжа; 3 – конгломераты, гравелиты, песчаники; 4 – кремни; 5 – кремни с обломками иноцерамов; 6 – алевролиты, кремнистые алевролиты; 7 – базальты; 8 – линзы песчаников; 9 – агломератовые базальтовые брекчии, базальты и андезибазальты; 10 – крутопадающие разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 11 – надвиги: а – установленные, б – предполагаемые; 12 – элементы залегания; 13 – номера образцов, отобранных на микрофауну [Палечек и др., 2003]; 14 – положение образцов, датированных Д.В. Куриловым [2000]

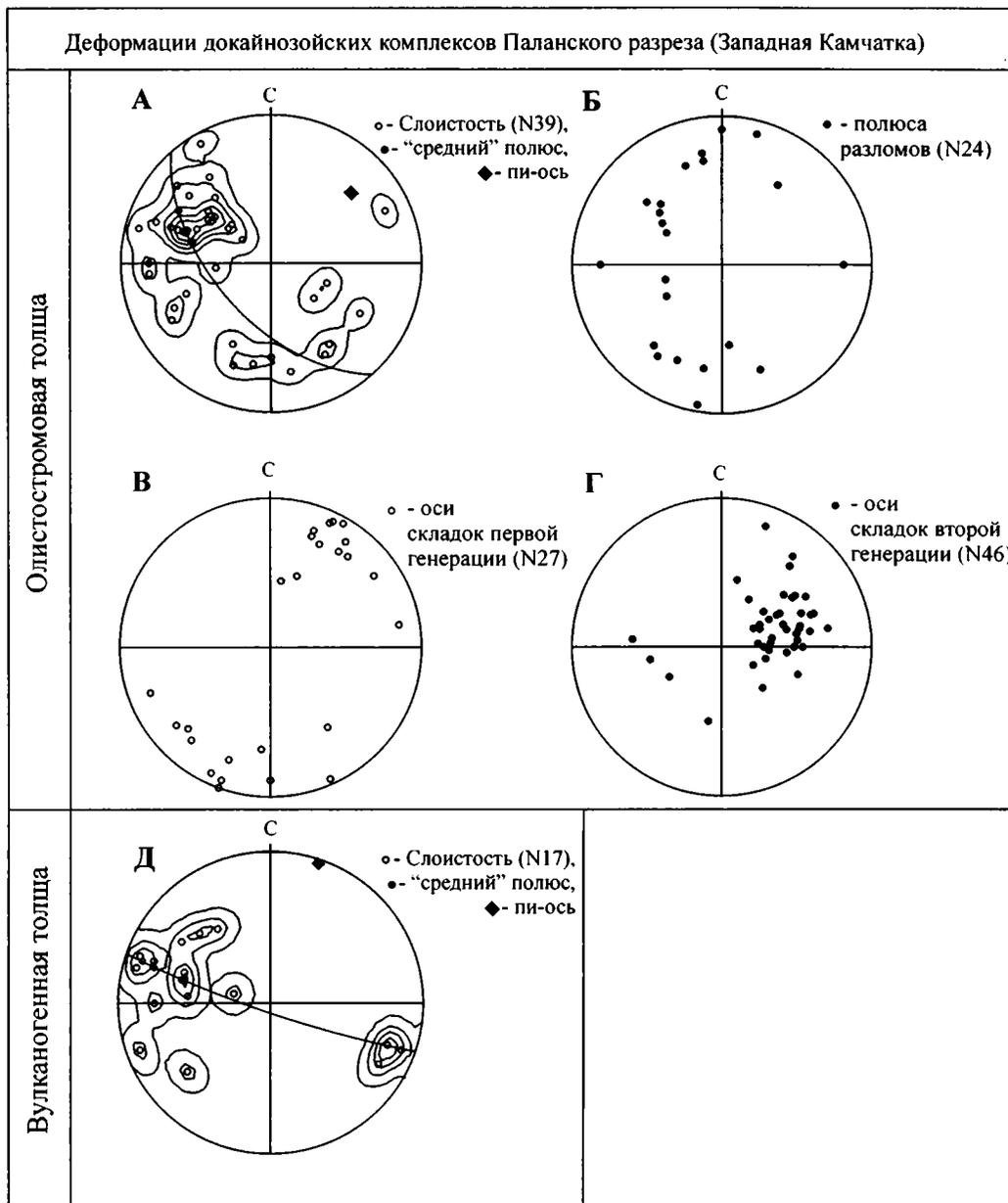


Рис. 11. Данные структурно-кинематического анализа для докайнозойских комплексов района Паланы (Западная Камчатка)

А–Д – стереограммы различных структурных элементов: А, Д – слоистости; Б – разломов; В, Г – осей складок. Линейные и плоскостные элементы показаны полюсами на сетке Шмидта, проекция на нижнюю полусферу. N – число структурных элементов данного типа, использованных при построении диаграмм

мид. Нередко эти обломки сгущаются в слои раковинных известняков со сравнительно небольшим количеством цементирующего кремня.

Матрикс олистостромовой толщи сложен обломочными породами: мелкообломочными брек-

чиями и конглобрекчиями, гравелитами и песчаниками с редкими маломощными линзовидными прослоями черных кремнистых аргиллитов и кремней. В составе обломков резко преобладают разнообразные кремнистые породы, в том числе

Результаты определения К-Аг возраста андезибазальтов Паланского разреза

№ обр.	Минерал	Калий, % ±σ	⁴⁰ Ar _{rad} (hg/g) ±σ	Возраст, млн. лет ±1,6 σ
Ш88/99	амфибол	0,71±0,01	3,64±0,11	72,5±3,5
Ш89/99	амфибол	0,71±0,01	3,63±0,11	72,0±3,5

Определение содержания радиогенного аргона проводилось на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трасера ³⁸Ar; определение калия – методом пламенной спектрофотометрии. При расчете возраста использованы константы: $\lambda_k = 0,581 \times 10^{-10}$ год⁻¹, $\lambda\beta = 4,962 \times 10^{-10}$ год⁻¹, $^{40}\text{K} = 0,01167$ (ат. %). Определения проведены М.М. Аракелянц и В.А. Лебедевым (ИГЕМ РАН).

и содержащие фрагменты призматических слоев раковин иноцерамид. В песчаниках обломки призматических слоев часто образуют самостоятельные зерна. В виде самостоятельных зерен встречаются и переотложенные радиоларии в мелких фрагментах материнской породы. Некоторые песчаники являются двухкомпонентной смесью обломков кремней и фрагментов базальтоидов: плагиоклазов, пироксенов и микролитовой основной массы. В сумме эти фрагменты аналогичны по минеральному составу пироксеновым базальтам вулканогенной толщи.

Хаотический комплекс интенсивно дислоцирован, пронизан зонами милонитов, часто ограничивающих крупные глыбы и олистоплаки. Толща имеет преимущественно юго-восточное, восточное падение (см. рис. 11А), разбита на блоки многочисленными крутопадающими разломами и пологонаклоненными надвиговыми зонами (см. рис. 11Б). В крупных олистоплаках, представленных переслаиванием кремней и алевролитов, наблюдались складки двух генераций (рис. 12). Крупные изоклиналильные складки (первые метры – десятки метров) первой генерации имеют пологонаклоненные на северо-восток и юго-запад шарниры (см. рис. 11В). Крылья крупных складок осложнены мелкими асимметричными складками второй генерации с крутонаклоненными шарнирами, падающими на восток и северо-восток (см. рис. 11Г). Структурные наблюдения позволяют предполагать значительную роль разломов с левосдвиговой составляющей. Первая генерация складок обусловлена шарьированием

толщи в западном, северо-западном направлении, вторая генерация, вероятно, сформировалась за счет более поздних левосдвиговых деформации.

Мощность толщи, по-видимому, не превышает 500 м. Несмотря на значительную дислоцированность, мы не считаем этот хаотический комплекс тектоническим меланжем или тектонической мегабрекцией, а вслед за А.Б. Цукерником идентифицируем его как олистострому. Такая диагностика основана, прежде всего, на строении матрикса, который сложен, хотя и своеобразными, но типично осадочными породами: конглобрекциями, гравелитами, песчаниками и алевролитами. Считать, что эти породы, также как и кремни, являются результатом тектонической фрагментации исходного единого разреза – значит предполагать, что этот разрез представлял собой чередование грубобломочных терригенных пород с кремнями, лишенными терригенной примеси, и базальтами, типичными для островных дуг – сочетание крайне маловероятное. Но даже если такой разрез существовал, то состав обломков в его терригенных породах не мог быть полным подобием состава залегающих в этом же разрезе кремнистых пород, как это наблюдается в олистостромовой толще.

Обоснование возраста олистостромовой толщи. Из олистолитов кремней и кремнистых аргиллитов выделены радиоларии кампан-маастрихтского возраста [Палечек и др., 2003]. Кроме того, известны более древние ассоциации радиоларий кимеридж-нижневаланжинского, альбсеноманского и коньяк-маастрихтского возраста,



Рис. 12. Складки двух генераций в кремнистой олистоплаке (в плане) к северу от устья реки Палана

экстрагированные из олистолитов паланского разреза [Курилов, 2000; Курилов, Богданов, 2001]. Из кремнистых прослоев в матриксе олистостромы определены радиолярии, свидетельствующие о позднекампан-маастрихтском возрасте. Однако, несмотря на большое количество форм радиолярий, скорее всего свидетельствующих о позднекампан-маастрихтском возрасте матрикса олистостромы, остается вероятность, что формирование изучаемой толщи продолжалось и в начале палеоцена [Палечек и др., 2003].

Соотношение меловых и палеогеновых комплексов. В 1,5 км к западу-юго-западу от устья р. Анадырка в обрыве морского берега виден контакт интенсивно деформированных туфогенно-осадочных пород вулканогенной толщи с конгломератами и песчаниками анадырской (или хулгунской) свиты. По Ю.Б. Гладенкову с соавторами [1997], эта свита относится к палеоцену. Вместе с тем, согласно устному сообщению А.Е.Шанцера, появились новые биостратиграфические данные, указывающие на более мо-

лодой, эоценовый возраст анадырской свиты. Контакт этой свиты с вулканогенной толщей осложнен почти перпендикулярным к берегу вертикальным разрывом. К западу от перекрытого осыпью интервала шириной около 2 м залегают дробленные вулканические брекчии и туфогенно-осадочные породы вулканогенной толщи. Только в 200 м западнее в них можно хорошо наблюдать слои, которые наклонены на запад-северо-запад ($290-315^\circ$) под углами $45-60^\circ$ (15 замеров на расстоянии около 100 м вдоль берега). Непосредственно к востоку от контакта двух свит залегают плохо обнаженные полурыхлые грубозернистые песчаники, которые примерно через 30 м перекрываются конгломератами, наклоненными на северо-восток под углами около 40° . Далее на протяжении 200 м в обрыве хорошо обнажена полого наклоненная на северо-восток толща линзовидного переслаивания косослоистых конгломератов, гравелитов и песчаников с отпечатками листовой флоры. Это основание анадырской свиты подробно охарактеризовано в работе [Гла-

денков и др., 1997]. Судя по этому описанию, залегание анадырской свиты на протяжении 2 км к северо-востоку от устья Анадырки близко к горизонтальному. В составе конгломератов основания анадырской свиты резко преобладают базальты, в том числе пироксеновые и роговообманковые, типичные для вулканогенной толщи Паланского разреза. Таким образом, и литологические, и структурные данные убедительно свидетельствуют о резком несогласии между анадырской свитой и подстилающими меловыми отложениями.

Район мыса Теви

На побережье Охотского моря к югу от мыса Теви обнажаются терригенные отложения геткилнинской свиты, датируемые палеоценом [Гладенков и др., 1997]. Породы свиты представлены

крупнозернистыми песчаниками, с маломощными прослоями алевролитов и аргиллитов, они насыщены углистым материалом. Язычковые иероглифы и асимметричные знаки ряби на подошвах песчаных слоев указывают на то, что снос терригенного материала происходил в восточном и юго-восточном направлениях. На это же указывает ориентировка косой слоистости, часто наблюдающейся в верхних частях пластов. Толща обладает некоторым сходством с разрезами лесновской серии [Соловьев и др., 2001], но накапливалась в существенно менее глубоководных, скорее всего, авандельтовых условиях. Возраст геткилнинской свиты биостратиграфическими методами (моллюски и фораминиферы) определяется как датско-танетский (примерно 63–56 млн. лет) [Гладенков и др., 1997]. Возраст обломочных цирконов из геткилнинской свиты определен методом трекового датирования. Молодые популяции циркона имеют возраст $58,5 \pm 4,9$ и $59,0 \pm 4,3$ млн. лет (см. табл. 3, рис. 13). Геткилнинская свита прорывается субвулканическими телами базальтового состава, скорее всего, являющимися подводными каналами к покровам кинкильской свиты, сформированным в среднем эоцене [Геологическая карта..., 1989].

ОБСУЖДЕНИЕ

Геологическое описание, данные трекового датирования и структурные наблюдения позволяют по-новому представить строение домезозойских комплексов Западной Камчатки.

Автохтон (или параавтохтон) представлен терригенным, иногда флишоидным, комплексом.

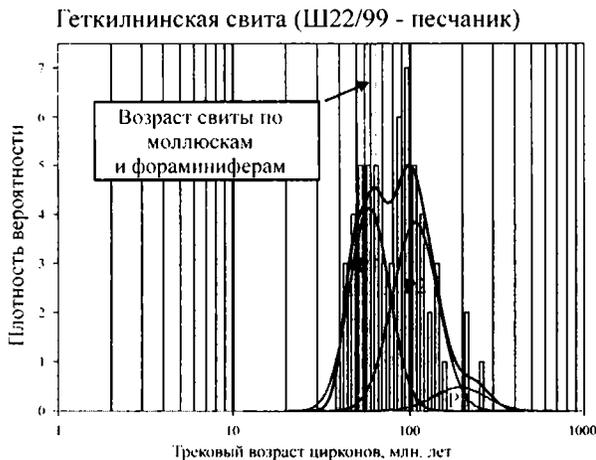


Рис. 13. Пример корреляции данных трекового анализа и биостратиграфии [Соловьев, 2003]

Трековые возраста молодых популяций циркона из песчаников геткилнинской свиты – $58,5 \pm 4,9$ и $59,0 \pm 4,3$ млн. лет. Возраст геткилнинской свиты, согласно определениям моллюсков и фораминифер, – даний–танет (65–56 млн. лет) [Гладенков и др., 1997]

По данным трекового датирования обломочного циркона, возраст терригенных отложений варьирует в хребте Омгон от 114 до 80 млн. лет, в долине реки Рассошина – 80–77 млн. лет, в районе Морошечной 82–72 млн. лет. В терригенных породах на мысе Хайрюзова найдена фауна (аммониты, аптихи, двустворки, гастроподы) раннеальбского возраста. Таким образом, суммарный интервал накопления терригенного комплекса определяется как альб-кампанский. Отметим, что в хребте Омгон совмещены терригенные отложения, накапливавшиеся на разных глубинах. Более глубоководные и древние отложения (альб-сеноман) обнажаются на участках 2 и 3 (см. рис. 3), именно с ними ассоциируют чужеродные тектонические блоки, представленные кремнисто-вулканогенными породами. На участке 1 наблюдаются турон – кампанские более мелководные терригенные отложения, среди которых отмечаются мощные прослои (до 30 м) конгломератов и небольшие линзы углей [Геология..., 1964].

Во всех изученных районах песчаники терригенного комплекса близки по составу и соответствуют кварц-полевошпатовым грауваккам. Породы терригенного комплекса накапливались в окраинно-континентальной обстановке. Состав комплекса указывает, что главным источником сноса была расчлененная вулканическая дуга (Охотско-Чукотский пояс), заложившаяся на континентальном основании Евразийской палеоокраины.

В обрамлении Пенжинской губы (полуострова Елистратова и Маметчинский) описаны альб-маастрихские молассовые терригенные отложения [Копорулин, 1992; Тучкова и др., 2003], подразделенные на маметчинскую, валижгенскую, быстринскую, веселовскую и пилалваямскую свиты. Это преимущественно грубообломочные мелководные отложения. В позднеальбско-поздне меловое время осадконакопление происходило в пределах мелководной и глубоководной частей шельфа или прибрежной, сильно заболоченной аллювиальной равнины. Источник терригенного материала располагался на западе и/или северо-западе, одним из источников являлся Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП). Сравнение составов альб-маастрихских песчаников Пенжинской губы и альб-кампанских пес-

чаников хребта Омгон показывает их идентичность и позволяет говорить об одних и тех же источниках сноса терригенного материала. Таким образом, разрезы Пенжинской губы, скорее всего, накапливались в области транзита терригенного материала с Евразийской окраины (ОЧВП) в бассейн флишевой седиментации (хребет Омгон).

Среди отложений терригенного комплекса в хребте Омгон и в районе горы Морошечная описаны чужеродные **тектонические блоки**. Тектонические блоки в хребте Омгон представлены кремнисто-вулканогенными образованиями, сформированными в конце юры и раннем мелу в океанической или окраинно-морской обстановке. Базальты сопоставляются с N-MORB спрединговых центров бассейнов океанического типа. Источником блоков вулканогенного комплекса, по-видимому, являлась плита палео-Пацифики – Изанаги.

Таким образом, в хребте Омгон тектонические совмещены разновозрастные комплексы, образовавшиеся в разных геодинамических обстановках. Это позволяет рассматривать комплексы хребта Омгон как фрагмент палеоаккреционной призмы. Пластины и блоки пород океанического генезиса, сформированных в конце юры – раннем мелу, были “соскоблены” (offscraping) с субдуцировавших океанических плит и совмещены с терригенными окраинно-континентальными альб-кампанскими отложениями. В районе хребта горы Морошечная известны тектонические блоки оливиновых и безоливиновых габбро, образование которых, вероятно, происходило в преддуговом бассейне энсиматической островной дуги [Леднева, 2002].

Данные трекового датирования апатита показывают, что палеоаккреционная призма хребта Омгон была выведена на глубину менее 4 км в маастрихте (около 70 млн. лет назад). Таким образом, к этому моменту завершился процесс аккреции, и комплексы хребта Омгон вошли в структуру континентальной окраины. В позднем палеоцене в образования палеоаккреционной призмы внедрились силы [Леднева, 2001], это произошло на широте, близкой к современному положению хребта Омгон [Чернов, Коваленко, 2001].

Аллохтон наиболее полно изучен к северу от устья реки Палана. Разрез, наблюдаемый в обрыве морского берега между реками Палана и Анадырка, отражает ряд последовательных геологических событий. Сюда входят накопление кремнистой толщи, реконструируемой по олистолитам и олистоплакам, формирование вулканогенной толщи, образование олистостромы, отражающее деформационное событие, накопление континентальной молассы анадырской свиты.

Накопление кремнистой толщи, послужившей источником большей части олистолитов и матрикса олистостромы, началось еще в конце юры и, по-видимому, продолжалось до конца мела [Курилов, 2000; Палечек и др., 2003]. Тем не менее, подавляющая часть пород олистолитов датируется кампан-маастрихтским интервалом. Это, скорее всего, означает, что мощность докампанских кремней была очень небольшой, а скорость осадконакопления в это время – очень низкой.

Присутствие обломков иноцерамов в коньякнижнекампанских олистолитах [Курилов, 2000] указывает на то, что, начиная с коньяка, на дне бассейна накопления кремнистых отложений появляется много иноцерамовых банок, являвшихся источником обильного раковинного детрита, перемещавшегося течениями. В кампан-маастрихтское время кремнистая толща продолжала накапливаться в бассейне, где влияние источников туфогенного и терригенного материала было незначительным. По палеомагнитным данным, кампан-маастрихтские кремнистые породы накапливались на 40-х широтах (среднее значение), то есть намного южнее современного места олистостромовой толщи в структуре Западной Камчатки [Чернов и др., 2000; Коваленко, 2003]. Состав кремней подтверждает этот вывод, поскольку такие породы могли осадаться на значительном расстоянии от окраины северо-восточной Азии, поставившей огромное количество терригенного материала в смежные бассейны.

Во второй половине кампана начинается формирование вулканогенной толщи в результате нескольких подводных извержений базальтов, разделенных короткими периодами накопления слоистых туфогенно-осадочных пачек. По хими-

ческому составу породы толщи образуют непрерывный ряд от известково-щелочных калиевых базальтоидов к шошонитам [Кузьмичев, Сухов, 2000]. Состав базальтов вулканогенной толщи типичен для островных дуг. Ближайший их аналог в регионе – вулканиты кирганикской свиты в южной части Срединного хребта Камчатки [Флеров, Колосков, 1976].

Формирование олистостромовой толщи указывает на кратковременные подвижки и, вероятно, надвигообразование, в ходе которого в подводных условиях происходило синхронное разрушение тектонических чешуй (блоков), сложенных вулканогенными и кремнистыми отложениями. Возраст вулканогенной толщи обоснован K/Ar датировками амфибола из андезибазальтов ($72,5 \pm 3,5$ и $72,0 \pm 3,5$ млн. лет), как раннемаастрихтский. Присутствие обломков пород вулканогенной толщи в олистостромовой позволяет нам считать, что возраст олистостромовой толщи по-прежнему маастрихтский. Эта датировка определяет нижний предел возраста шарьирования аллохтона. С другой стороны, верхний возрастной предел надвигообразования определяется по возрасту неоавтохтона.

Неоавтохтон. Отложения анадырской свиты с резким несогласием [Палечек и др., 2003] перекрывают деформированные туфогенно-осадочные породы Паланского разреза. Конгломераты и песчаники анадырской (или хулгунской) свиты, по Ю.Б. Гладенкову с соавторами [1997], относятся к палеоцену. При этом авторы указывают на то, что следует “относиться к определению стратиграфического положения свиты (анадырской) до появления новых данных с большой долей условности” [Гладенков и др., 1997; с. 30].

Вместе с тем, согласно устному сообщению А.Е. Шанцера, появились новые биостратиграфические данные, указывающие на эоценовый возраст анадырской свиты. В настоящее время возраст последней не может считаться достоверно установленным.

Неоавтохтонные отложения снатольской свиты, широко развитые на Западной Камчатке, можно считать уверенно датированными средним эоценом [Гладенков и др., 1997; Соловьев и др., 2001].

МЕЛОВЫЕ СИНСУБДУКЦИОННЫЕ И АККРЕЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ В СТРУКТУРЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ЕВРАЗИИ

канический пояс, связанный с субдукцией океанических плит Пацифики под эту окраину и относимый к окраинно-континентальным поясам Андского типа [Белый, 1977; Филатова, 1988; Зоненшайн и др., 1990, и др.]. С севера на юг в этом поясе выделяются следующие сегменты [Белый, 1977; Меланхолина, 2000, и др.]: Чукотско-Аляскинский, Охотско-Чукотский, Восточно-Сихотэ-Алинский, Корейско-Японский (рис. 14).

В середине альба на гетерогенных образованиях новообразованной восточной окраины Евразии закладывается Восточно-Азиатский вул-

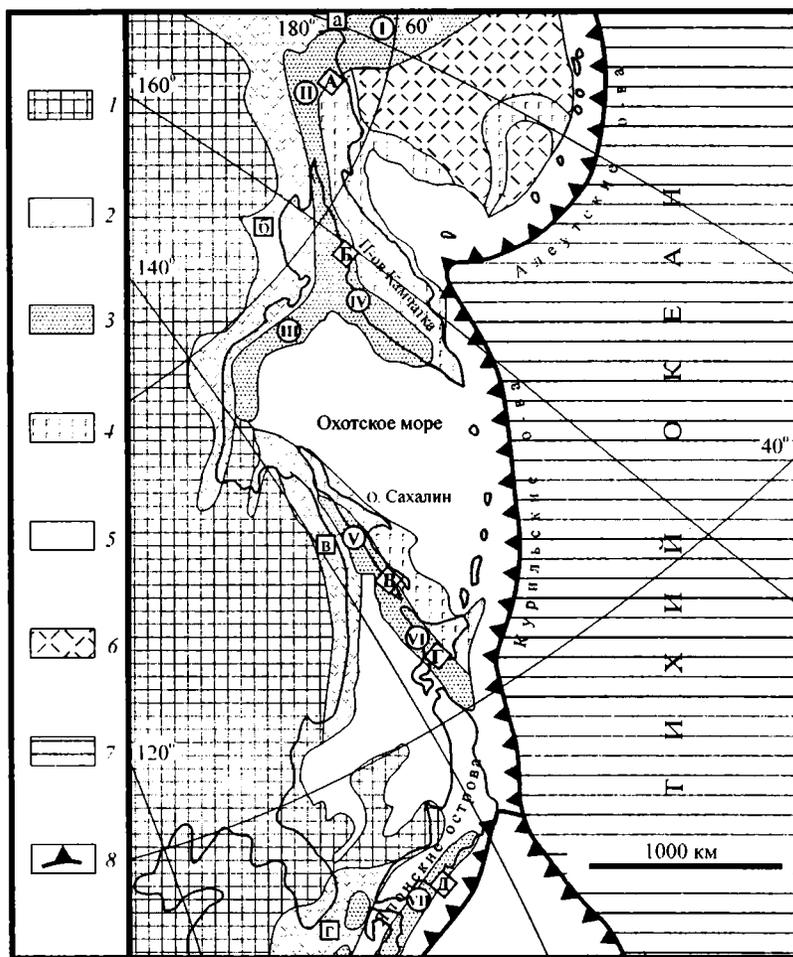


Рис. 14. Тектонические элементы позднемиоценовой активной окраины в структуре востока Евразии [Меланхолина, 2000] с изменениями автора

1 – доальбская окраина Евразии; 2 – Восточно-Азиатский вулканический пояс (K_1al-K_2cp), сегменты пояса показаны в квадратах: а – Чукотско-Аляскинский, б – Охотско-Чукотский, в – Сихотэ-Алинский, з – Корейско-Японский; 3 – синсубдукционные бассейны терригенного осадконакопления, местами в современной структуре фрагменты аккреционных призм, сегменты показаны в кружках: I – Беринговоморский, II – Укэлятский, III – Северо-Охотский, IV – Западно-Камчатский, V – Западно-Сахалинский, VI – Иезо, VII – Симанто; 4 – окраинноморские и островодужные террейны показаны в ромбах: А – Бауэрсра, Б – Ширшова, В – Олюторский, Г – Валагинский, Д – Восточно-Камчатский, Е – Восточно-Сахалинский и Хоккайдо; 5 – окраинные моря и островные дуги; 6 – фрагмент плиты Кула; 7 – Тихоокеанская плита; 8 – современные зоны субдукции

Аллохтон наиболее полно изучен к северу от устья реки Палана. Разрез, наблюдаемый в обрыве морского берега между реками Палана и Анадырка, отражает ряд последовательных геологических событий. Сюда входят накопление кремнистой толщи, реконструируемой по олистолитам и олистоплакам, формирование вулканогенной толщи, образование олистостромы, отражающее деформационное событие, накопление континентальной молассы анадырской свиты.

Накопление кремнистой толщи, послужившей источником большей части олистолитов и матрикса олистостромы, началось еще в конце юры и, по-видимому, продолжалось до конца мела [Курилов, 2000; Палечек и др., 2003]. Тем не менее, подавляющая часть пород олистолитов датируется кампан-маастрихтским интервалом. Это, скорее всего, означает, что мощность докампанских кремней была очень небольшой, а скорость осадконакопления в это время – очень низкой.

Присутствие обломков иноцерамов в коньякнижекампанских олистолитах [Курилов, 2000] указывает на то, что, начиная с коньяка, на дне бассейна накопления кремнистых отложений появляется много иноцерамовых банок, являвшихся источником обильного раковинного детрита, перемещавшегося течениями. В кампан-маастрихтское время кремнистая толща продолжала накапливаться в бассейне, где влияние источников туфогенного и терригенного материала было незначительным. По палеомагнитным данным, кампан-маастрихтские кремнистые породы накапливались на 40-х широтах (среднее значение), то есть намного южнее современного места олистостромовой толщи в структуре Западной Камчатки [Чернов и др., 2000; Коваленко, 2003]. Состав кремней подтверждает этот вывод, поскольку такие породы могли осадкаться на значительном расстоянии от окраины северо-восточной Азии, поставившей огромное количество терригенного материала в смежные бассейны.

Во второй половине кампана начинается формирование вулканогенной толщи в результате нескольких подводных извержений базальтов, разделенных короткими периодами накопления слоистых туфогенно-осадочных пачек. По хими-

ческому составу породы толщи образуют непрерывный ряд от известково-щелочных калиевых базальтоидов к шошонитам [Кузьмичев, Сухов, 2000]. Состав базальтов вулканогенной толщи типичен для островных дуг. Ближайший их аналог в регионе – вулканиты кирганинской свиты в южной части Срединного хребта Камчатки [Флеров, Колосков, 1976].

Формирование олистостромовой толщи указывает на кратковременные подвижки и, вероятно, надвигообразование, в ходе которого в подводных условиях происходило синхронное разрушение тектонических чешуй (блоков), сложенных вулканогенными и кремнистыми отложениями. Возраст вулканогенной толщи обоснован K/Ar датировками амфибола из андезибазальтов ($72,5 \pm 3,5$ и $72,0 \pm 3,5$ млн. лет) как раннемаастрихтский. Присутствие обломков пород вулканогенной толщи в олистостромовой позволяет нам считать, что возраст олистостромовой толщи по-прежнему маастрихтский. Эта датировка определяет нижний предел возраста шарьирования аллохтона. С другой стороны, верхний возрастной предел надвигообразования определяется по возрасту неоавтохтона.

Неоавтохтон. Отложения анадырской свиты с резким несогласием [Палечек и др., 2003] перекрывают деформированные туфогенно-осадочные породы Паланского разреза. Конгломераты и песчаники анадырской (или хулгунской) свиты, по Ю.Б. Гладенкову с соавторами [1997], относятся к палеоцену. При этом авторы указывают на то, что следует “относиться к определению стратиграфического положения свиты (анадырской) до появления новых данных с большой долей условности” [Гладенков и др., 1997; с. 30].

Вместе с тем, согласно устному сообщению А.Е. Шанцера, появились новые биостратиграфические данные, указывающие на эоценовый возраст анадырской свиты. В настоящее время возраст последней не может считаться достоверно установленным.

Неоавтохтонные отложения снатольской свиты, широко развитые на Западной Камчатке, можно считать уверенно датированными средним эоценом [Гладенков и др., 1997; Соловьев и др., 2001].

МЕЛОВЫЕ СИНСУБДУКЦИОННЫЕ И АККРЕЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ В СТРУКТУРЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ЕВРАЗИИ

В середине альба на гетерогенных образованиях новообразованной восточной окраины Евразии закладывается Восточно-Азиатский вул-

канический пояс, связанный с субдукцией океанических плит Пасифики под эту окраину и относимый к окраинно-континентальным поясам Андского типа [Белый, 1977; Филатова, 1988; Зоненшайн и др., 1990, и др.]. С севера на юг в этом поясе выделяются следующие сегменты [Белый, 1977; Меланхолина, 2000, и др.]: Чукотско-Аляскинский, Охотско-Чукотский, Восточно-Сихотэ-Алинский, Корейско-Японский (рис. 14).

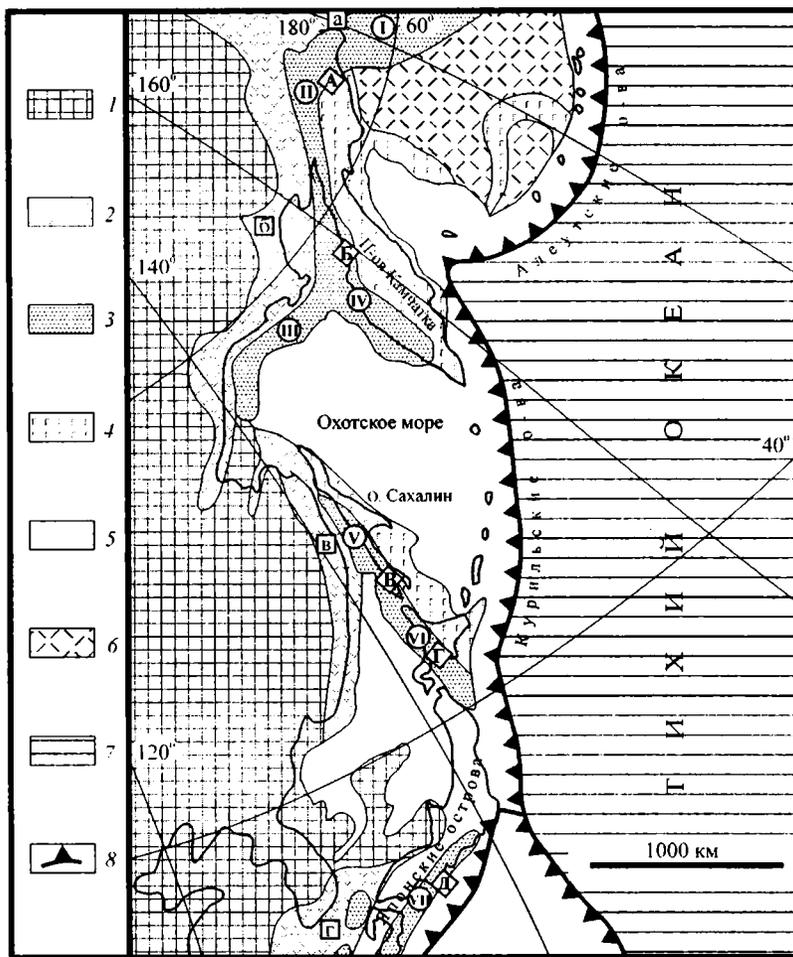


Рис. 14. Тектонические элементы поздне меловой активной окраины в структуре востока Евразии [Меланхолина, 2000] с изменениями автора

1 – доальбская окраина Евразии; 2 – Восточно-Азиатский вулканический пояс (K_{1al} – K_{2cp}), сегменты пояса показаны в квадратах: а – Чукотско-Аляскинский, б – Охотско-Чукотский, в – Сихотэ-Алинский, г – Корейско-Японский; 3 – синсубдукционные бассейны терригенного осадконакопления, местами в современной структуре фрагменты аккреционных призм, сегменты показаны в кружках: I – Беринговоморский, II – Укэляятский, III – Северо-Охотский, IV – Западно-Камчатский, V – Западно-Сахалинский, VI – Иезо, VII – Симанто; 4 – окраинноморские и островодужные террейны показаны в ромбах: А – Бауэрсра, Б – Ширшова, В – Олюторский, Г – Валагинский, Д – Восточно-Камчатский, Е – Восточно-Сахалинский и Хоккайдо; 5 – окраинные моря и островные дуги; б – фрагмент плиты Кула; 7 – Тихоокеанская плита; 8 – современные зоны субдукции

Синхронно с субдукцией вдоль активной континентальной окраины Евразии происходит формирование терригенных отложений. Обломочные породы накапливаются в бассейнах на разных глубинах: на шельфе, в преддуговых бассейнах, на террасах континентального склона, у подножия континентального склона, в глубоководном желобе, в абиссальных условиях на субдуцирующей океанической плите. В современной структуре восточной окраины Евразии наблюдаются фрагменты терригенных разрезов. Редко удается восстановить полный фациальный ряд по латерали от мелководных отложений к глубоководным, особенно учитывая эволюцию обстановок седиментации во времени. В самом общем виде могут быть выделены следующие меловые син-субдукционные бассейны терригенного осадконакопления [Меланхолина, 2000] (см. рис. 14): Берингоморский, Укэлятский, Северо-Охотский, Западно-Камчатский, Западно-Сахалинский, Иезо, Симанто. Рассмотрим примеры син-субдукционных терригенных комплексов на восточной окраине Евразии.

В пределах Пенжинско-Анадырской и Северо-Корякской зон в конце раннего мела начинается накопление моласс, мелководных отложений. Разрез постаккреционного чехла (общий неавтохтон) для всех террейнов Пенжинского хребта начинается с позднего альба [Соколов, 2003а]. В пределах краевых поднятий (Мургальское, Золотогорское, Пекульнейское) на северо-восточной окраине Евразии в конце раннего мела проявились молассы, в остальной части Пенжинско-Анадырской зоны в барреме – туроне (?) накапливались отложения флишоидной формации, чрезвычайно сходные между собой в Пенжинском, Великореченском и Алькатваамском прогибах [Зинкевич, 1981]. Это морские отложения с большим количеством мелководной фауны, растительного детрита и известковистых стяжений. На Мургальском поднятии и в смежной области Пенжинского прогиба описаны сероцветная морская (апт–альб) и континентальная конгломерато-песчаниковая (сеноман–турон) молассы общей мощностью около 2 км [Филатова, 1974]. В сеноне на всей территории Пенжинско-Анадырской зоны формируется молассовый комплекс. В Северо-Корякской зоне с турона накапливаются

терригенные толщи флишоидной и песчанико-сланцевой формации, по-видимому, они отлагались в морских прогибах, тесно связанных с расположенным южнее глубоководным Укэлятским бассейном [Зинкевич, 1981]. Таким образом, флишоидная формация Северо-Корякской зоны занимает промежуточное положение между континентальными эффузивами Охотско-Чукотского пояса и сравнительно глубоководными отложениями Укэлятского прогиба [Зинкевич, 1982].

Альб-кампанские отложения преддугового бассейна Охотско-Чукотского вулканического пояса наиболее детально изучены в районе Пенжинской губы [Копорулин, 1992; Тучкова и др., 2003]. Их формирование происходило в мелководных и континентальных условиях. Разрезы Пенжинской губы, скорее всего, накапливались в области транзита терригенного материала с Евразийской окраины (ОЧВП) в бассейн флишевой седиментации (хребет Омгон, Укэлятский прогиб).

Апт-палеоценовые турбидитовые отложения Западно-Сахалинского бассейна и верхи разреза бассейна Иезо могут рассматриваться как образования преддугового прогиба Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса [Меланхолина, 2000; Жаров, 2003], являющегося южным продолжением Охотско-Чукотского пояса.

Тектоническая совмещенность разновозрастных базальт-кремнистых и терригенных ассоциаций является характерной чертой палеоаккреционных призм, таких, как пояс Симанто (Япония) [Taira et al., 1988; Hasebe et al., 1993; Hashimoto, Kimura, 1999; Hasebe, Tagami, 2001] и Прибрежный пояс полуострова Тайгонос (СВ России) [Соколов и др., 2001; Silantsev et al., 2000]. Аккреционные структуры, в которые вошли меловые терригенные отложения, накопившиеся на окраине Евразии, и чужеродные блоки различного возраста и генезиса, известны в следующих сегментах (рис. 14): Янранайском [Григорьев и др., 1987; Соколов, 1992], Омгонском (данное исследование), Тонино-Анивском и Хидака [Жаров, 2003], меловом поясе Симанто [Taira et al., 1988].

В Янранайском аккреционном комплексе совмещены три пластины, сложенные разновозрастными фрагментами океанической коры [Гри-

горьев и др., 1987; Соколов, 2003б]. Отложения верхних частей разрезов пластин представлены терригенными осадками, снесенными с Корякского блока окраины Евразии. Характерной чертой Янранайского аккреционного комплекса является более низкое структурное положение пластин, сложенных более молодыми отложениями. Аккретирование юрско-неокомовой части Палеопафифики произошло на рубеже раннего и позднего мела. Вторым этапом аккреции был конец поздне мелового периода. Завершается формирование Янранайского комплекса в маастрихте, когда происходит накопление в желобе олистостромовой толщи [Григорьев и др., 1987].

Изучение Тонино-Анивского полуострова (юго-восточный Сахалин) позволило интерпретировать его комплексы как окраинно-континентальную аккреционную призму и выделить в качестве одноименного террейна [Жаров, 2003]. Тонино-Анивский террейн образован средне меловыми турбидитовыми и меланж-олистостромовыми комплексами, с тектоническими клиньями юрско-раннемеловых океанических поднятий, и верхнемеловыми турбидитами. Тонино-Анивский аккреционный комплекс сформирован в процессе апт-сеноманской субдукции юрско-раннемеловых внутриокеанических поднятий (фрагменты плато Сорачи) и последовавшего в позднем мелу перекрытия аккреционного клина дистальными фациями турбидитов преддугового прогиба. Строение, возраст образований и, по-видимому, история формирования Тонино-Анивской и Омгонской аккреционных призм весьма сходны. Отличие состоит в том, что в Тонино-Анивском террейне встречены тектонические клинья внутриокеанических плато, а в Омгонском – фрагменты океанической или окраинно-морской плиты.

Террейн Хидака, выделяемый на острове Хоккайдо (Япония), соответствует поздне меловой–раннеэоценовой окраинно-континентальной аккреционной призме [Kiminami et al., 1992; Жаров, 2003]. Террейн сложен турбидитами и зонами терригенного меланжа восточной вергентности. Состав турбидитов указывает на снос обломочного материала с континентальной окраины. Замещение вверх по разрезу гемипелагических фаций терригенными турбидитами свиде-

тельствует о смене обстановки осадконакопления от абиссальной равнины к оси желоба. Среди турбидитов залегают базальты типа MORB, излившиеся в неконсолидированные осадки, описаны меланжи с блоками берриас-туронских яшм, зеленокаменных пород и известняков.

Пояс Симанто (юго-западная Япония), детально изучавшийся более 40 лет, фактически является тектонотипом аккреционной призмы. Возраст комплексов аккреционной призмы Симанто омолаживается с севера на юг от меловых до миоценовых [Taira et al., 1988]. Деформации отложений призмы характеризуются вергентностью в сторону океана. Меловая часть призмы представляет для нас наибольший интерес, так как в хребте Омгон наблюдаются отложения того же возраста.

В поясе Симанто выделяются две структурные единицы: флиш и меланж. Флиш представлен турбидитами (песчаники, алевролиты, алевролиты, редко конгломераты) коньяк-кампанского возраста. Роль матрикса в осадочном меланже играют рассланцованные аргиллиты, среди которых залегают блоки и пластины, сложенные базальтами, кремнями, кремнистыми аргиллитами. В основном базальты могут быть охарактеризованы как MORB, иногда встречаются щелочные базальты, сходные с вулканитами внутриплитных океанических обстановок [Suzuki, 1988]. Блоки и пластины имеют преимущественно тектонические контакты с матриксом [Hashimoto, Kimura, 1999]. Возраст отложений блоков и пластин варьирует от валанжина до турона, а возраст матрикса преимущественно кампанский. Сравнение комплексов мелового Симанто и хребта Омгон показывает их сходство по структурной позиции, строению, возрасту и вещественному составу пород.

Таким образом, можно предполагать, что в альбе–кампане существовала единая конвергентная окраина на востоке – северо-востоке и востоке Евразии, вдоль которой формировались аккреционные структуры, их фрагменты в современной структуре наблюдаются в Янранайском (Северная Корякия), Омгонском (Западная Камчатка), Тонино-Анивском сегментах и поясе Симанто.

Автор признателен Н.А. Богданову за моральную и материальную поддержку данного исследования, Дж.И. Гарверу за помощь в освоении методов трекового датирования, Г.В. Ледневой, А.В. Ландеру, Д.В. Коваленко, В.Е. Вержбицкому, Т.Н. Палечек, Д.В. Курилову, А.Е. Голдыреву за помощь при проведении полевых исследований, М.Н. Шапиро за постоянный интерес к работе.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты 02-05-64967, 05-05-64066), гранта Президента РФ (НШ-1980.2003.5 – ведущие научные школы), Фонда содействия отечественной науке, Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН №7, Американского фонда гражданских исследований и развития для независимых государств бывшего Советского Союза (CRDF #RG1-2568-МО-03).

ЛИТЕРАТУРА

- Белый В.Ф.* Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука, 1977. 190 с.
- Богданов Н.А., Добрецов Н.Л.* Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т.43. №2. С.97-110.
- Богданов Н.А., Чехович В.Д.* О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. №1. С.72-85.
- Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е., Вишневская В.С., Извеков И.Н.* Средне-верхнеюрские и нижнемеловые комплексы радиоларий Омгонского хребта (Западная Камчатка) // Докл. РАН. 1991. Т. 321. №2. С.344-348.
- Богданов Н.А., Соловьев А.В., Леднева Г.В., Палечек Т.Н., Ландер А.В., Гарвер Дж.И., Вержбицкий В.Е., Курилов Д.В.* Строение меловой аккреционной призмы хребта Омгон (Западная Камчатка) // Геотектоника. 2003. №4. С.64-76.
- Бондаренко Г.Е., Соколов В.А.* Новые данные о возрасте, структуре и обстановке формирования вулканогенно-кремнисто-карбонатного комплекса мыса Омгон (Западная Камчатка) // Докл. РАН. 1990. Т. 315. №6. С.1434-1437.
- Вишневская В.С., Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е.* Бореальные радиоларии средней юры – раннего мела Охотоморского побережья Камчатки // Тихоокеанская геология. 1998. Т.17. №3. С.22-35.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист О-57, (58) - Палана.
- Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 105 с.
- Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Часть I. М.: Недра, 1964. 734 с.
- Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др.* Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.
- Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др.* Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события) М.: ГЕОС, 1997. 367 с.
- Гнибиденко Г.С.* Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 264 с.
- Голдырев А.Е.* Новые данные о составе терригенных толщ верхнего мела и эоцен-олигоцен на Западной Камчатки (район хребта горы Морошечной) // Современные вопросы геотектоники. Сборник научных трудов. М.: Научный мир, 2001. С.136-138.
- Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д.* Юрско-меловые отложения Янранайского аккреционного комплекса (Корякское нагорье) // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. С.110-140.
- Двали М.Ф.* Геологическое строение Паланского района (западное побережье п-ова Камчатка) // Тр. ВНИГРИ. 1957. Вып. 102, 124 с.
- Демидов Н.Т., Сулима Г.С.* Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200000. Западно-Камчатская серия. Лист

- О-57-Х,ХІ (Палана, Кинкиль). Л.: ВСЕГЕИ, 1982.
- Жаров А.Э.* Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика юго-восточного Сахалина. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН, 2003. 27 с.
- Зинкевич В.П.* Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. М.: Наука, 1981. 112 с.
- Зинкевич В.П.* Тектоника Ваежско-Алганской и Великореченско-Рарытгинской зон Корякского нагорья // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 106-135.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Наука, 1990. Т.2. 334 с.
- Казинцова Л.И., Лобов Л.М.* О находке берриас-валанжинских радиолярий в вулканогенно-кремнистых отложениях Западной Камчатки. Тезисы докладов "Радиолярии и биостратиграфия". Свердловск: УрО АН СССР, 1987. С.38-39.
- Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и Южной Кореи. Тектоническая и геофизическая интерпретация. М.: Научный мир, 2003. 256 с.
- Коваль П.А.* Геологическая карта СССР. Западно-Камчатская серия. Лист - О-57-XXXI, О-56-XXXVI. Л.: ВСЕГЕИ, 1964.
- Копорулин В.И.* Мезозойские и кайнозойские терригенные отложения Северо-Востока и Дальнего Востока России. М.: Наука, 1992. 126 с. (Труды ГИН РАН. Вып. 480).
- Кузьмичев А.Б., Сухов А.Н.* Островодужный мел окрестностей Усть-Паланы (Западная Камчатка): строение разреза и геодинамические спекуляции // Исследования литосферы. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. С.33-36.
- Курилов Д.В.* Новые находки юрско-меловых радиолярий на Западной Камчатке // Исследования литосферы. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. С.40-42.
- Курилов Д.В.* Позднемеловые радиоляриевые ассоциации бассейнов рек Рассошины и Тихой // Современные вопросы геологии. Сборник научных трудов. М.: Научный мир, 2002. С.296-300.
- Курилов Д.В., Богданов Н.А.* Первая находка юрских радиолярий в районе р. Усть-Палана на Западной Камчатке // Докл. РАН. 2001. Т.379. №3. С.417-422.
- Леднева Г.В.* Палеоценовый известково-щелочной магматизм западной Камчатки (на примере м. Омгон) // Современные вопросы геотектоники. Сборник научных трудов. М.: Научный мир, 2001. С.28-32.
- Леднева Г.В.* Петрология и геохимия верхне-мезозойских интрузивных пород Западной Камчатки (район горы Морошечной) // Современные вопросы геологии. Сборник научных трудов. М.: Научный мир, 2002. С.45-51.
- Меланхолина Е.Н.* Позднемеловые островодужные зоны восточной окраины Евразии: геолого-геохимическая и тектоническая корреляция // Геотектоника. 2000. №3. С.41-57.
- Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2500000. Н.А.Богданов, В.Е.Хаин – ред. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. 193 с.
- Отчет ГНПП "Аэрогеология". Ф.Д. Левин – ред. М.: Аэрогеология, 1991.
- Палечек Т.Н., Барабошкин Е.Ю., Соловьев А.В.* Новые данные о нижнемеловых отложениях Западной Камчатки (мыс Хайрюзово) // Современные вопросы геотектоники. Сборник научных трудов. М.: Научный мир, 2001. С.159-161.
- Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Шапиро М.Н.* Строение и возраст осадочно-вулканогенных мезозойских отложений паланского разреза (западная Камчатка) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т.11. №3. С.74-91.
- Парфенов Л.М., Натальин Б.А.* Мезозойско-кайнозойская тектоническая эволюция Северо-Восточной Азии // Доклады АН СССР. 1977. Т.235. №2. С.89-91.
- Сингаевский Г.П.* Геологическая карта СССР. Западно-Камчатская серия. Лист - О-57-XXV. Л.: ВСЕГЕИ, 1965.

- Сингаевский Г.П., Бабушкин Д.А.* Геологическая карта СССР. Западно-Камчатская серия. Лист - О-57-XX, XIX. Л.: ВСЕГЕИ, 1965.
- Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
- Соколов С.Д.* Аккреционная структура Пенжинского хребта (Северо-Восток России) // Геотектоника. 2003а. №5. С.3-10.
- Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника (современное состояние проблемы) // Геотектоника. 2003б. №1. С.3-18.
- Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Алексютин М.В., Паланджян С.А., Худoley А.К.* Особенности строения палеоаккреционных призм на примере полуострова Тайгонос (Северо-Восток России) // Докл. РАН. 2001. Т.377. №6. С.807—811.
- Соловьев А.В.* Изучение эволюции палеоаккреционных призм методом трекового датирования обломочных минералов // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург: Центр информационной культуры, 2003. С.476-480.
- Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Шапиро М.Н.* Возраст детритовых цирконов в песчаниках лесновской серии (Северная Камчатка) по данным трекового датирования // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001а. Т.9. №3. С.89-100.
- Соловьев А.В., Ландер А.В., Палечек Т.Н., Леднева Г.В., Вержбицкий В.Е., Курилов Д.В., Гарвер Дж.И.* Строение и возраст комплексов хребта Омгон (Западная Камчатка) // Современные вопросы геотектоники. Сборник научных трудов. М.: Научный мир, 2001б. С.35-40.
- Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981. 178 с.
- Тучкова М.И., Маркевич П.В., Крылов К.А., Копорулин В.И., Григорьев В.Н.* Минералого-петрографический состав и геодинамические условия накопления меловых отложений Пенжинской губы // Литология и полезные ископаемые. 2003. №3. С.237-250.
- Филатова Н.И.* Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканического пояса в районе р. Пенжины // Геотектоника. 1974. №2. С.116-129.
- Филатова Н.И.* Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Наука, 1988. 264 с.
- Флеров Г.Б., Колосков А.В.* Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 147 с.
- Ханчук А.И.* Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 138 с.
- Харахинов В.В., Бабошина В.А., Терещенков А.А.* Строение земной коры // Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. А.Г. Родников, И.К. Туезов, В.В. Харахинов – ред. М.: РАН, Нац. Геоф. Ком. 1996. С.91-111.
- Чернов Е.Е., Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм геологических комплексов хребта Омгон (западное побережье Камчатки) // Физика Земли. 2001. №5. С.68-77.
- Чернов Е.Е., Коваленко Д.В., Курилов Д.В.* Палеомагнетизм верхнемеловых островодужных комплексов района устья реки Палана (Западная Камчатка) // Исследования литосферы. Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. С.39-40.
- Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Брэндон М.Т.* Источники цирконов в терригенных толщах мела и нижнего палеогена юга Корьякии и Западной Камчатки // Литология и полезные ископаемые. 2001. №4. С.374-389.
- Шутов В.Д., Коссовская А.Г., Муравьев В.И.* и др. Граувакки. М.: Наука. 1972. 346 с.
- Brandon M.T.* Probability density plot for fission-track grain-age samples // Radiation Measurements. 1996. V. 26. №5. P.663-676.
- Brandon M.T.* Decomposition of mixed grain-age distributions using BINOMFIT // On Track. 2002. V. 24. P. 13-18.
- Brandon M. T., Vance J.A.* Tectonic evolution of the Cenozoic Olympic subduction complex, western Washington State, as deduced from fission track ages for detrital zircon // Amer. J. Sci. 1992. V. 292. P.565-636.

- Hasebe N., Tagami T.* Exhumation of an accretionary prism – results from fission track thermochronology of the Shimanto Belt, southwest Japan // *Tectonophysics*. 2001. V. 331. P.247-267.
- Hasebe N., Tagami T., Nishimura S.* Evolution of the Shimanto accretionary complex: a fission-track thermochronologic study // *Thermal evolution of the tertiary Shimanto Belt, Southwest Japan: An example of ridge-trench interaction*. M.B. Underwood – ed. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*. Boulder, Colorado, 1993. V. 273. P.121-136.
- Hashimoto Y., Kimura G.* Underplating process from melange formation to duplexing: Example from the Cretaceous Shimanto Belt, Kii Peninsula, southwest Japan // *Tectonics*. 1999. V.18. №1. P.92-107.
- Hourigan J.H.* Mesozoic-Cenozoic tectonic and magmatic evolution of the Northeast Russian margin // *Unpublished Ph.D. thesis*. Stanford University. 2003. 234 p.
- Hurford A.J.* Zeta: the ultimate solution to fission-track analysis calibration or just an interim measure? // *Advances in Fission-Track Geochronology*. Kluwer Academic Publisher. 1998. P. 19-32.
- Garver J.I., Brandon M.T., Roden-Tice M., Kamp P.J.J.* Exhumation history of orogenic highlands determined by detrital fission-track thermochronology // *Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion*. U. Ring, M.T. Brandon, G.S. Lister G.S., S.D. Willett – eds. 1999. Geological Society, London. Special Publications, 154. P.283-304.
- Garver J.I., Soloviev A.V., Bullen M.E., Brandon M.T.* Towards a more complete records of magmatism and exhumation in continental arcs, using detrital fission-track thermochronometry // *Physics and Chemistry of the Earth*. Part A. 2000. V. 25. №6-7. P.565-570.
- Jolivet L., Tamaki K., Fournier M.* Japan Sea, opening history and mechanism; a synthesis // *J. Geophys. Res., B, Solid Earth and Planets*. 1994 V. 99. №11. P.22,237-22,259.
- Kiminami K.K., Niida K., Ando H., Kito N., Iwata K., Miyashita S., Tajika J., Sakakibara M.* Cretaceous-Paleocene arc-trench systems in Hokkaido // *Paleozoic and Mesozoic terranes: basement of the Japanese Island arcs*. 29th IGCP Field Trip Guide Book. Tsukuba: Geol. Surv. of Japan. 1992. V. 1. P.1-43.
- Konstantinovskaia E. A.* Arc-continent collision and subduction reversal in the Cenozoic evolution of the Northwest Pacific; an example from Kamchatka (NE Russia) // *Active subduction and collision in Southeast Asia (SEASIA)*. S. Lallemand, C.-S. Liu, J. Angelier, Y.B. Tsai – eds. Amsterdam: Elsevier. 2001. P.75-94.
- Laslett G. M., Green P. F., Duddy I. R., Gleadow A. J. W.* Thermal annealing of fission tracks in apatite // *Chem. Geol. Isotope Geoscience Section*. 1987. V. 65. №1. P.1-13.
- Mann P.* GEOSAT Gravity Anomalies of the Sea of Okhotsk: Opening by longterm backarc extension behind the Kamchatka-Kuril Arc system? // *Arctic Workshop*. 1998.
- Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scholl D.W., and Fujita K.* Phanerozoic tectonic evolution of the circum-north Pacific. 1998. U.S. Geological Survey Open File Report 98-754.
- Silant'ev S., Sokolov S., Bondarenko G., Morozov O., Bazylev B., Palandzhyan S., Ganellin A.* Geodynamic setting of the high-grade amphibolites and associated igneous rocks from the accretionary complex of Povorotny Cape, northeastern Russia // *Tectonophysics*. 2000. V. 325. P.107-132.
- Suzuki T.* Geochemistry of metabasalts in the Shimanto Belt // *Modern Geology*. 1988. V. 12. P.225-241.
- Taira A., Katto J., Tashiro M., Okamura M., Komada K.* The Shimanto belt in Shikoku, Japan – evolution of Cretaceous to Miocene accretionary prism // *Modern Geology*. 1988. V. 12. P.5-46.
- Vishnevskaya V.S., Bogdanov N.A., Bondarenko G.E.* Middle Jurassic to early Cretaceous radiolaria from the Omgon Range, Western Kamchatka // *Ofioliti*. 1999. V. 24. №1. P.31-42.
- Wagner, G. A., and Van den Haute, P.* Fission-Track Dating. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 1992. 285 p.
- Watson B.F., Fujita K.* Tectonic evolution of Kamchatka and the Sea of Okhotsk and implications

for the Pacific Basin // Tectono stratigraphic terranes of the Circum-Pacific region. Circum-Pacific council for energy and mineral resources. D.G. Howell – ed. Earth Science Series. 1985. V. 1. P.333-348.

Worrall D. M., Kruglyak V., Kunst F., Kuznetsov V. Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: Far-field effects of the India-Eurasia collision // *Tectonics*. 1996. V. 15. №4. P.813-826.

О НЕКОТОРЫХ НЕРЕШЕННЫХ ВОПРОСАХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ В ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЕ–РАННЕПАЛЕОГЕНОВОЕ ВРЕМЯ

В.Д. Чехович, А.Н. Сухов

ВВЕДЕНИЕ

В предлагаемой статье авторы попытались объединить, проанализировать и выделить важнейшие данные, которые определяют основные моменты геологического развития Западной Камчатки в позднем мелу и раннем кайнозое. Основой для этого служат статьи настоящего сборника, а также литературные материалы, включающие как опубликованные работы, так и фондовые источники. Цель этой работы мы видим в систематизации и упорядочении геологических свидетельств, имеющих в настоящее время для позднемелового и раннекайнозойского времени, одни из которых могут быть проинтерпретированы однозначно, а другие допускают два или больше вариантов толкования.

Не вдаваясь в исторические экскурсы об эволюции представлений относительно геологического развития Западной Камчатки, отметим лишь две очень важные темы, которые на протяжении последних лет вызывают оживленную дискуссию. Первая связана с палеотектонической позицией верхнемеловых вулканогенно-кремнистых комплексов Западной Камчатки: принадлежат ли они реконструируемой некоторыми исследователями Олюторско-Восточно-Камчатской островодужной системе (Ачайваям-Валагинская дуга), или представляют близкую по возрасту, но иную

систему такого же рода [Очерки..., 1987, Шапиро, 1995; Объяснительная..., 2000; Богданов, Чехович, 2002; Коваленко, 2003]. Вторая тема касается взаимоотношений докайнозойских комплексов Западной Камчатки и Охотоморского пространства. Одна группа исследователей, принимая метаморфические толщи Срединного хребта за выходы континентального фундамента полуострова, объединяет его с предположительно также континентальным фундаментом Охотского моря в единый блок [Красный и др., 1984; Ханчук, 1985; Косыгин и др., 1986; Гладенков и др., 1997; Gnibidenko et al., 1995]. Позже была выдвинута модель, основанная на ограниченном фактическом материале, согласно которой Западная Камчатка и Охотоморская область рассматривались как отдельные малые плиты, имеющие различное происхождение. В частности, было высказано мнение, что Охотоморская плита представляет собой океаническое вулканическое плато, заклинившее зону субдукции Охотско-Чукотского вулканического пояса [Watson, Fujita, 1985, Богданов, Добрецов, 2002], а столкновение с ним в конце позднего мела Камчатского континентального блока привело к формированию новой окраины северо-восточной Азии [Богданов, Чехович, 2002; Соловьев и др., 2003]. Представляется, что обобщение приведенных в данном сборнике результатов исследований сотруди-

Института литосферы окраинных и внутренних морей (ИЛСАНа), а также опубликованные ранее материалы позволят в определенной степени дать новый ответ на поставленные выше вопросы.

СИНТЕЗ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

В пределах Западной Камчатки (включая и западную часть Камчатского перешейка) существуют три изолированных района распространения позднемеловых и раннепалеогеновых образований (рис. 1). Первый район – это западные склоны Срединного хребта, непосредственно западнее мест развития метаморфических толщ. Второй район расположен к северо-северо-западу от первого и объединяет разрозненные выходы верхнемеловых образований в эрозионных и тектонических окнах среди кайнозойских осадочных отложений, которые формируют обширный чехол западнее неогеновых вулканических полей Срединного хребта. Известны также отдельные выходы верхнемеловых толщ вдоль побережья Охотского моря от мыса Хайрюзова до мыса Омгон. Третьим районом, где имеются прерывистые выходы меловых образований, является прибрежная полоса вдоль залива Шелихова от мыса Кахтанинского до мыса Кинкильского. Каждому из этих районов распространения пород мелового возраста свойственен свой набор структурно-вещественных комплексов, отражающих (с той или иной степенью обоснованности) геодинамические условия их формирования.

Западный склон южной части Срединного хребта

Необходимую для дальнейшего рассмотрения общую характеристику этих комплексов начнем с первого района, в пределах которого, к сожалению, сотрудники ИЛСАНа не проводили собственных исследований. Практически отсутствуют и конкретные публикации по этому району, так что данное изложение основных сведений по геологии этого района почерпнуто из фондо-

вых источников. Следует отметить, что Камчатское геологическое управление относительно недавно, в 1999 г. проводило некоторые тематические работы и на этой территории. Определенные, не вызывающие сомнения, данные почерпнуты также из ранее опубликованных Государственных геологических карт масштаба 1:200000 и объяснительных записок к ним. Пожалуй, одним из самых современных источников по геологии Камчатки является изданная в 1999 г Карта полезных ископаемых Камчатской области масштаба 1:500000 на геологической основе (редакторы А.Ф. Литвинов, М.Г. Патока, Б.А. Марковский).

Анализ всех отмеченных материалов убеждает в том, что в области западных склонов Срединного хребта, к западу от Шаромского регионального разлома распространены недостаточно изученные и неуверенно датированные терригенные и метатерригенные толщи мелового возраста, часть которых большинством исследователей относится к сантон-кампанскому возрасту на основании редких находок *Inoceramus schmidti* Mich., *I. pinniformis* Willet. (хозгонская свита). Песчаники сантона-кампана имеют полимиктовый, реже субграувакковый состав. Кластическая их часть представлена кварцем, плагиоклазом, биотитом, аргиллитами, алевролитами, микрокварцитами, микросланцами, измененными андезитами, базальтами, диоритовыми порфиритами, гидрослюдисто-хлорит-альбитовыми сланцами. Отмечаются также сфен, рутил, апатит, циркон. Алевролиты по составу кластической части и цемента аналогичны песчаникам. Гидрослюдисто-глинистый базис аргиллитов имеет примесь углистого вещества, а количество алевроитовой фракции невелико (10–20%). Этот ансамбль терригенных и метатерригенных отложений несогласно, местами с конгломератами и гравелитами в основании, перекрывается существенно песчаниковой толщей, охарактеризованной бентосными фораминиферами маастрихта (кунунская свита). В гальках конгломератов и гравелитов отмечаются песчаники, метапесчаники, слюдистые сланцы, кварциты, интрузивные породы среднего, кислого состава. Состав кластической части песчаников кунунской свиты близок к таковому песчаников подстилающей толщи.

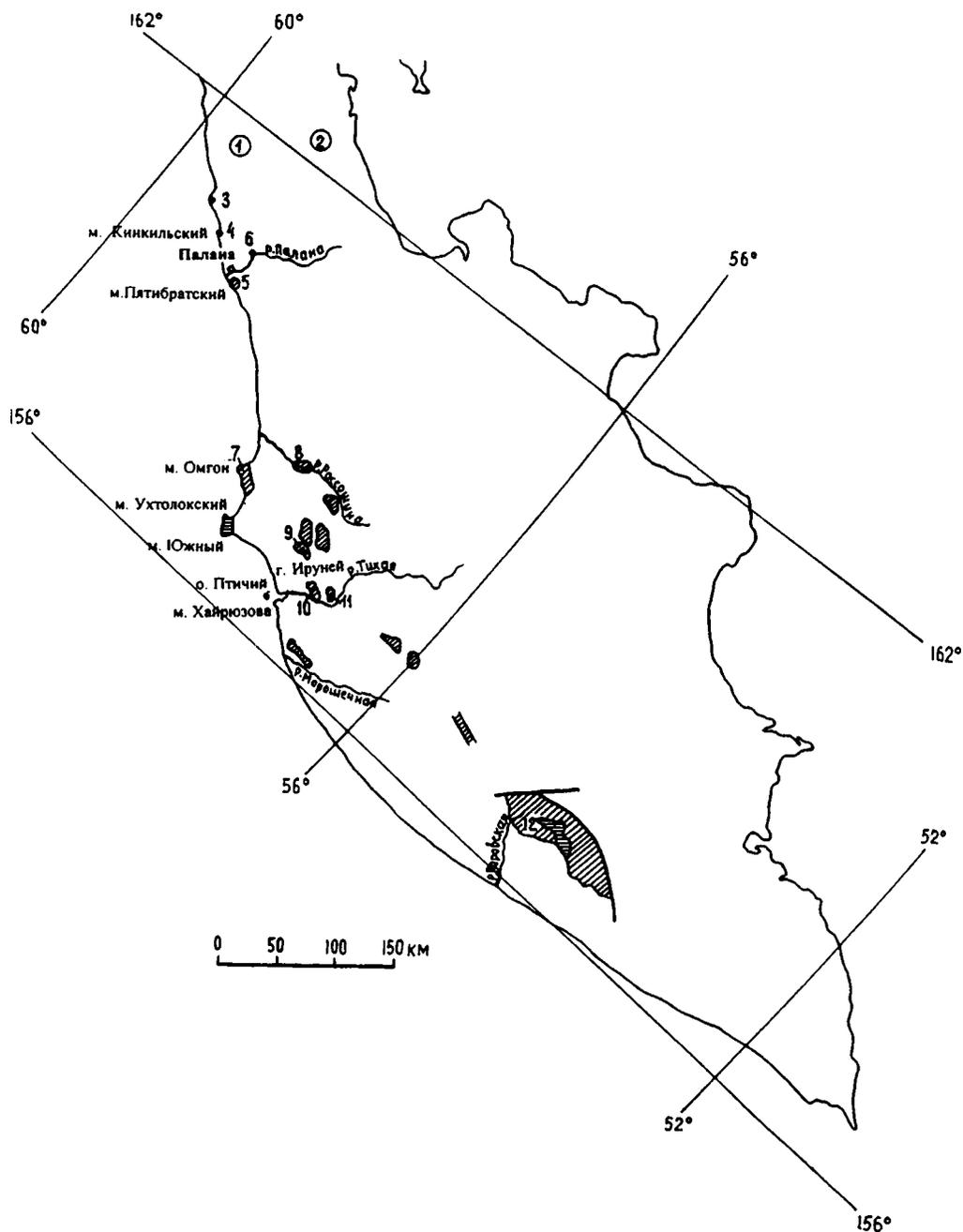


Рис. 1. Расположение выходов верхнемеловых и палеоценовых образований в пределах Западной Камчатки

Цифрами обозначены изученные районы, по которым составлены колонки, изображенные на рис. 2. Горизонтальной штриховкой обозначены районы распространения палеоценовых вулканитов, косой штриховкой – районы выходов меловых образований. Цифры в кружках – обобщенные разрезы: 1 – запад Камчатского перешейка, 2 – восток Камчатского перешейка; 3 – южнее мыса Кинкильского, 4 – мыс Пятибратский, 5 – устье р. Палана, 6 – р. Анадырка, 7 – хребет Омгон, 8 – р. Рассошина, 9 – гора Ируней, 10 – хр. Каныч, 11 – хр. Берлога, 12 – западный склон Срединного хребта

Приведенные сведения позволяют считать, что формирование указанных терригенных толщ в сантон-кампанское и маастрихтское время происходило за счет размыва относительно слабо метаморфизованных осадочных и вулканогенных образований и интрузивных пород среднего и кислого состава. Однозначных свидетельств о том, что могли размываться глубоко метаморфизованные породы Срединного хребта, пока нет. Размах предмаастрихтской эрозии не установлен, некоторые из местных геологов считают этот размыв внутриформационным.

На сантон-кампанской и маастрихтской терригенных толщах несогласно залегают вулканические покровы андезитов, дацитов, андезитобазальтов, трахиандезитов. Вулканические покровы прослаиваются туффитами и туфоалевролитами. Известные субвулканические тела представлены андезитами, дацитами, риодацитами, кварцевыми диоритовыми порфиритами. Радиологические датировки этих пород показывают цифры 55, 64 и 66 млн лет, что соответствует палеоценовому интервалу [Карта полезных..., 1999]. Аналогичные по составу и возрасту образования известны также на полуострове Ухтолок, уже в пределах второй области распространения верхнемеловых образований [Гладенков и др., 1997]. Определение геодинамической принадлежности палеоценового вулканического комплекса будет дано ниже. Здесь же важно отметить два вывода, вытекающих из возрастной характеристики вулканитов и из характера их залегания на терригенных толщах верхнего мела. Первый состоит в том, что возраст терригенных пород кунунской свиты, вероятно, не выходит за пределы маастрихта, второй – это подтверждение времени основных складчатых деформаций верхнемеловых толщ также, по-видимому, произошедших в конце маастрихтского века.

Центральная часть Западной Камчатки

Геологическому строению различных участков развития верхнемеловых образований в пределах второго района их распространения на Западной Камчатке посвящена большая часть ста-

тей данного сборника, что, как будто, должно было упростить нашу задачу. Однако это совсем не так, ибо разобшенность выходов не позволяет установить реальные взаимоотношения между несколькими развитыми в этой области структурно-вещественными комплексами, а их возрастная близость, или даже идентичность, в пределах возможностей палеонтологических определений, еще более усложняет задачу. Перейдем к краткой характеристике известных в этой области структурно-вещественных комплексов.

Наиболее древним из известных является среднеюрско-раннемеловой кремнисто-вулканогенный, фрагментарно обнажающийся в хребте Омгон среди более молодых терригенных толщ омгонской серии альб-кампанского возраста [Геология СССР., 1964; Богданов и др., 1991, 2003; Бондаренко, Соколов, 1992]. Подушечные базальты, составляющие основу вулканогенной части комплекса, по петролого-геохимическим характеристикам наиболее близки к океаническим базальтам типа MORB. Переслаивающиеся кремни и базальты этого комплекса образуют пакеты тектонических пластин небольшой мощности, в большинстве случаев имеющие тектонические контакты с окружающей альб-кампанской осадочной толщей (омгонская серия). Тем не менее, одна из таких пластин несогласно перекрыта турбидитами, возраст которых определяется от апта-альба до маастрихта [Vishnevskaya et al., 1999], однако неясно, могут ли эти породы принадлежать омгонской серии. Кроме этого, при геолого-съёмочных работах А.Н. Сидоровым были описаны два выхода, где устанавливалось несогласное налегание терригенных пород омгонской серии на кремнисто-вулканогенный комплекс, в одном случае с конгломератами в основании, в другом – без них. Конгломераты на границе кремнисто-вулканогенного и терригенного комплексов отмечались также при маршрутных исследованиях и А.В. Ландером (устное сообщение). Нам представляется, что присутствие в разрезе омгонской серии прослоев и пачек конгломератов (в средней части разреза до 30 м мощности), среди галек которых присутствуют кремни, базальты, габбро и др. подтверждает данные о несогласном залегании терригенных отложений на породах кремнисто-вулканогенного комплекса.

Толща осадочных пород, распространенная в пределах хребта Омгон, уже достаточно давно была описана и выделена в качестве омгонской серии [Геология СССР, 1963]. Возрастная ее характеристика, приведенная уже в первых работах по палеонтологическим остаткам, в целом практически не изменилась [Палечек и др., 2002, Палечек, Соловьев, этот сборник]. С этой возрастной характеристикой совпали и результаты трекового анализа цирконов из различных частей разреза этой серии [Богданов и др., 2003]. Особо следует остановиться на палеогеографических условиях формирования этой достаточно мощной осадочной толщи. Всеми исследователями она подразделяется на две части. Нижняя, альб-сеноманская, сложена разнообразным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Отдельные пачки песчаников характеризуются косой слоистостью, а в некоторых частях разреза встречаются небольшие линзы углей. Фаунистические остатки, такие, как пелециподы, морские ежи, черви, свидетельствуют о мелководных условиях осадконакопления. По типам фауны, собранной в отложениях альба, обнаруженных за пределами хребта Омгон, сделан вывод об их формировании на глубинах 250–300 м [Палечек и др., 2002]. Верхняя, турон-кампанская, часть разреза начинается конгломератами, мощность которых достигает 30 м. В составе галек отмечаются кремни, базальты, диабазы, габброиды, песчаники, алевролиты, угли. К сожалению, не были отобраны пробы из кремней на радиоляриевый анализ, и пробы из базальтов на петролого-геохимический анализ, так что окончательной уверенности в том, что эти гальки принадлежат среднеюрско-нижнемеловому кремнисто-вулканогенному комплексу нет, тем не менее, предположение о происхождении этих галек из пород кремнисто-вулканогенного комплекса кажется весьма вероятным.

Эта верхняя часть разреза омгонской серии в целом более песчаная, уже внутри нее встречаются маломощные линзы и прослои гравелитов и конгломератов, а также линзы угля; некоторые из них достигают 0,5 м мощности. Нет сомнения, что турон-кампанская часть разреза омгонской серии отлагалась в мелководных морских и паралических условиях. Необходимо осо-

бо подчеркнуть, что в породах рассматриваемой серии отсутствует туфовый материал.

Имеющиеся данные по мезозойским образованиям хребта Омгон позволяют сделать два вывода. Первый состоит в том, что среднеюрско-нижнемеловой кремнисто-вулканогенный комплекс должен принадлежать доальбской складчатой зоне, в состав которой могли входить чешуи и пластины пород верхних частей океанической коры. Такая зона – Куюльско-Восточно-Тайгоноская – расположена к северу от хребта Омгон. Она неизмеримо больше по размерам и также неизмеримо сложнее построена, но в ее составе известны среднеюрские–нижнемеловые океанические комплексы, а завершение становления этой складчатой зоны датируется предальбским временем [Куюльский..., 1999; Чехов, 2000; Соколов, 2003]. Второй вывод вытекает из характера осадконакопления альб-кампанских осадочных толщ, отвечающих обстановкам шельфовых и прибрежных зон. Подобные же обстановки отмечаются для одновозрастных отложений расположенной севернее маметчинской структуры, несогласно перекрывающей Куюльско-Восточно-Тайгоносскую складчатую зону [Пергамент, 1961; Копорулин, 1992]. Сравнение с маметчинской структурой, которая и лучше изучена и проще построена, чем хребет Омгон, позволяет понять, что тектонические блоки и линзы среднеюрско-раннемеловых вулканитов с океаническими характеристиками в составе омгонской серии являются аналогами тектонических блоков куюльских офиолитов среди отложений маметчинской структуры. Их появление в обоих случаях связано с деформациями конца мела.

Для палеогеодинамических реконструкций рассматриваемого региона имеют значение еще два обстоятельства. Первое – территориальное, связанное с тем, что толщи омгонской серии распространены только на побережье Западной Камчатки (хр. Омгон, остров Птичий, мыс Хайрюзова, правый водораздел р. Морошечная, параллельно береговой линии полуострова); нигде восточнее подобные толщи не встречаются и, более того, другие известные выходы верхнемеловых образований представлены совершенно иным (туфогенно-кремнистым коньяк-кампанским) комплексом. Второе обстоятельство свя-

зано с вопросом верхней возрастной границы терригенного комплекса. По мнению палеонтологов, изучавших коллекции фауны, собранной при геолого-съёмочных работах, существует вероятность отнесения самых верхних горизонтов разреза к маастрихту. В пределах Западной Камчатки установлено несогласное перекрытие омгонской серии отложениями нижнего эоцена, а в пределах упомянутой маметчинской структуры верхнемеловые отложения с несогласием перекрыты палеоценом. В терригенных толщах хребта Омгон известны достаточно часто встречающиеся субвулканические тела, датированные палеоценом [Леднева, 2001], которые, вероятно, могут быть объединены в единый палеоценовый вулканический комплекс вместе с вулканитами полуострова Ухтолок [Гладенков и др., 1997] и аналогичными породами западных склонов Срединного хребта [Карта полезных..., 1999]. Следует отметить, что, согласно палеомагнитным исследованиям этих силлов, их внедрение происходило на палеоширотах, в целом соответствующих современным [Чернов, Коваленко, 2001]. Анализ результатов петролого-геохимических характеристик этого комплекса позволяет сопоставлять его с маастрихт-нижнеэоценовым вулкано-плутоническим комплексом северной Корякии, сформированном в результате процессов релаксного растяжения, возникающих после завершения коллизии [Филатова, 1988, 1999].

Образования третьего структурно-вещественного комплекса рассматриваемой области выходят в тектонических и эрозионных окнах восточнее районов распространения комплекса альбкампанских осадочных отложений. Они слагают части хребтов Каныч и Берлога в бассейне р. Тихая, хребты Энчатаям (гора Ируней), Медвежий, Пенсантайн. Достаточно детальное описание характера разрезов, обоснование возраста этих образований, проявления разновозрастных силлов различной генетической природы приводятся в статье А.Н.Сухова и А.Б. Кузьмичева (настоящий сборник). Здесь мы лишь подчеркнем, что все эти образования по типу слагающих пород могут быть отнесены к кремнисто-вулкано-генному комплексу, который по составу присутствующих в нем вулканитов может считаться островодужным. Судя по всему, территориально

разрозненные выходы этих пород, имеющие специфические черты строения, могут относиться к различным частям единой островодужной системы, что подчеркивается одновременностью формирования (коньяк–кампан). Весьма любопытным фактом является также то, что в разрезе по хребту Берлога были отмечены силлы позднекампанских (74 млн. лет) базальтов MORB типа, а также палеоценовые субвулканические тела и силлы иной генетической природы (Сухов, Кузьмичев, этот сборник).

Чрезвычайно важным в свете решения первой дискуссионной темы является определение времени “запечатывания” этого островодужного комплекса кайнозойским осадочным чехлом, автохтонность которого не подвергается сомнению. В бассейне реки Тихая породы кремнисто-вулкано-генного комплекса несогласно перекрыты палеоценовыми отложениями (хулгунская свита), в других выходах этих верхнемеловых толщ они также несогласно перекрываются отложениями нижнего эоцена (напанская свита). Представляется, что если предполагать аллохтонное появление островодужного верхнемелового комплекса в этой области, то неоавтохтоном для него следует считать молассовые отложения палеоцена и нижнего эоцена.

Особое место среди выходов верхнемеловых толщ рассматриваемой области занимает разрез, обнажающийся по р. Рассошина. Слагающие этот единый разрез породы относятся к весьма различным структурно-вещественным комплексам: терригенному, сформированному, по-видимому, на окраине континента, и базальтовому – океаническому. Появление последнего несомненно свидетельствует о возникновении какой-то структуры растяжения в кампане.

Положение этой структуры в пространстве целиком зависит от интерпретации принадлежности терригенной части разреза. Однако литология песчаников Рассошины практически с одинаковой степенью достоверности может быть сопоставлена и с песчаниками омгонской серии, которые, как представляется, накапливались на Азиатской окраине, и с песчаниками сантон-кампанской толщи (хозгонская свита), распространенной на западных склонах Срединного хребта Камчатки.

Если обратить внимание на идентичность составов **одновозрастных океанических** базальтов, согласно перекрывающих кампанские граувакки краевой части континентального блока в одном случае, и находящихся в виде силлов в кремнисто-туфогенном (островодужном) разрезе – в другом, возможно признать, что базальты являются производными одной структуры растяжения.

Важно, что верхнемеловой рассошинский разрез также запечатывается несогласно залегающими молассами палеоцена – нижнего эоцена [Лопатина и др., 2002].

Побережье залива Шелихова

Третий район распространения верхнемеловых образований приурочен к прибрежной зоне Западной Камчатки от мыса Кахтанинского до мыса Кинкильского. Он состоит из отдельных береговых выходов, которые по составу и взаимоотношению слагающих их пород могут быть условно разделены на кремнистый и вулканогенно-кремнистый комплексы. Обзорные колонки (упрощенные) приведены на рисунке 2. Возрастные пределы вулканогенно-кремнистого комплекса (коньяк–кампан) практически совпадают с таковыми для подобного же комплекса во втором районе развития верхнемеловых пород. Заметным отличием является существенно большее количество пачек, сложенных лавами, состав и геодинамическая принадлежность которых охарактеризованы выше [Кузьмичев, Сухов, 2000; Сухов, Кузьмичев, данный сборник]. С достаточной степенью уверенности можно считать, что эти, хотя и близкие по составу и возрасту комплексы рассмотренных районов, принадлежат разным частям одной островодужной системы. Следует подчеркнуть в противовес мнению [Палечек и др., 2003] о начале вулканической деятельности в Паланском районе в кампане, что на мысе Пятибратском возраст вулканогенно-кремнистого комплекса определен как коньяк–кампанский, а южнее мыса Кинкильского, как сантонский, т.е. рассматриваемый комплекс островодужных вулканитов формировался в интервале времени с коньяка по кампан. Коньяк–кампан-

ская вулканогенно-кремнистая толща с несогласием перекрывается конгломератами и песчаниками палеоцена (хулгунская свита). В обнажениях южнее Кинкильского мыса молассовые отложения хулгунской свиты палеоцена, несогласно располагающиеся на вулканогенно-кремнистой толще, в свою очередь несогласно перекрываются среднеэоценовыми вулканическими покровами Западно-Камчатско-Корякского пояса.

В рассматриваемой области известны также выходы кремнистого комплекса, в составе которого преобладают кампанские и кампан-маастрихтские отложения. Их характерной чертой является отсутствие туфового материала, который обычно отмечается в осадочных породах вулканогенно-кремнистого комплекса. Возможно, это свидетельствует об относительной удаленности районов их формирования от активной в это же время островодужной структуры [Палечек и др., 2003].

Особое положение занимают здесь же выходы “олиостромые” [Курилов, 2001; Палечек и др., 2003] – сложно построенной грубообломочной тектонизированной толще, представляющей, по-видимому, субдукционный меланж. Она включает крупные блоки и глыбы кремнистых пород широкого возрастного диапазона – киммеридж-раннетитонских, альб-сеноманских, коньяк–кампанских, хотя основное их количество относится к кампану и кампану–маастрихту. Меньшее количество обломков небольшого размера представлено базальтами, датированными ранним маастрихтом (K/Ar определение по амфиболам [Палечек и др., 2003]). Матрикс этой меланжированной толщи песчанистый, в основном состоящий из обломков кремнистых пород и меньшего количества минералов и основной массы базальтов и детрита раковин (видимо, иноцерамид).

Поскольку, породы матрикса содержат кампан-маастрихтский комплекс радиолярий, а глыбы базальтов датируются ранним маастрихтом, то формирование этого меланжа должно было происходить в позднемаастрихтское время, что в целом отвечает всем сделанным выше выводам относительно времени основных деформаций верхнемеловых структурно-вещественных комплексов.

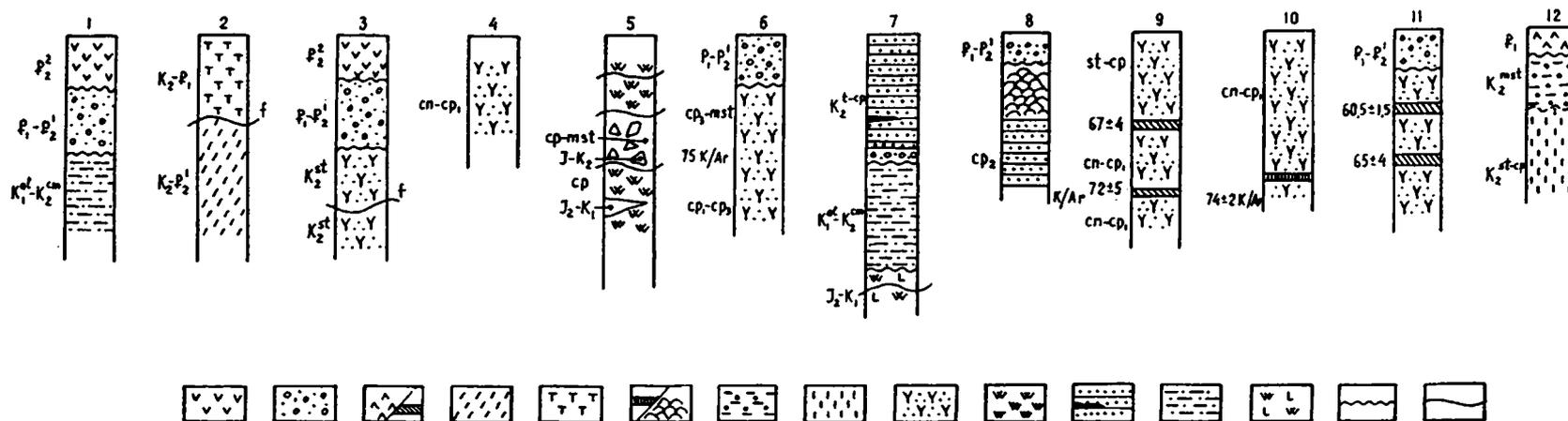


Рис. 2. Сводные (1, 2) и частные (3–12) колонки верхнемеловых и нижнепалеогеновых образований различных районов Западной Камчатки и Камчатского перешейка

1 – среднеэоценовые надсубдукционные вулканиты Кинкильского пояса; 2 – палеоэоценовые и нижнеэоценовые молассы; 3 – палеоэоценовые вулканиты (а) и силлы (б), связанные с процессами релаксного растяжения; 4 – верхнемеловой-среднеэоценовый флиш (Лесновский); 5 – верхнемеловые-палеоэоценовые островодужные вулканиты; 6 – кампанские океанические базальты: а – силлы, б – покровы; 7 – маастрихтские разнозернистые песчаники и конгломераты (кунунская свита); 8 – сантон-кампанские песчаники и алевролиты (хозгонская свита); 9 – коньяк-маастрихтские вулканогенно-кремнистые образования островодужной природы (ирунейская свита); 10 – меловые кремни без примеси вулканического материала; 11 – турон-кампанские конгломераты, песчаники и алевролиты с линзами углей (омгонская серия); 12 – альб-сеноманские алевролиты и песчаники; 13 – среднеюрско-нижнемеловые океанические базальты и кремнистые породы; 14 – несогласия; 15 – надвиги и разрывы

Важнейшие данные по верхнемеловым структурно-вещественным комплексам приводятся на рисунке 2.

ОБЩИЕ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СООБРАЖЕНИЯ

Какова же картина общей палеотектонической ситуации? Ее, учитывая сделанные выводы по имеющемуся фактическому материалу, следует рассматривать отдельно для позднего мела и раннего палеогена. Однако до этого необходимо остановиться на вопросе о северной границе Западно-Камчатской плиты. Он может быть рассмотрен на основании анализа прямых и косвенных признаков. Существуют две группы фактов, позволяющих совмещать эту границу с выделявшейся ранее Командоро-Паланской зоной поперечных дислокаций [Бадретдинов и др., 1989], хотя как таковые, они отмечают относительно поздние кайнозойские деформации, которые, вероятно, по направлению совпали с трансформной границей, существовавшей в позднем мелу и в первой половине кайнозоя [Богданов, Чехович, 2004]. Именно эта граница определяла существенно различающийся стиль строения и тектонического развития областей к югу и к северу от нее. Некоторые исследователи рассматривают эту зону как границу между Северо-Американской и Евразийской литосферными плитами, которая существовала с эоцена [Авдейко и др., 2003].

Первая группа – это геологические данные. Известно, что в пределах центральной части Камчатского полуострова трассируется граница раздела почти по медианной линии между относительным автохтоном метаморфических толщ Срединного хребта и аллохтонными верхнемеловыми покровами его восточных склонов. Эти аллохтонные комплексы также широко развиты восточнее Центрально-Камчатского грабена, слагающая Восточные хребты Камчатки (Валагинский, Тумрок и Кумроч). Различие в строении западной и восточной частей Срединного хребта отмечается и на Камчатском перешейке, однако геологическая ситуация в этом районе иная. Здесь, в центральной части перешейка и восточнее

располагаются мощные флишевые толщи лесновской серии (сенон – первая половина среднего эоцена), интерпретируемые как отложения континентального склона, на которые шарьированы сеноман-раннеконьякские окраинноморские и кампан-маастрихтские островодужные комплексы [Федорчук и др., 1991]. В крайней западной части в эрозионных окнах среди вулканических покровов Кинкильского пояса (вторая половина среднего эоцена) иногда выходят шельфовые терригенные толщи верхнего мела (омгонская серия), несогласно перекрытые угленосной молассой палеоцена, которая, в свою очередь, также перекрыта среднеэоценовыми вулканитами. Расстояние между выходами мел-эоценового флиша на востоке и палеоценовой молассой на западе составляет 15–20 км. Подобное неестественно сближенное положение толщ, частично разновозрастных, но резко различных по обстановкам осадконакопления, скорее всего, свидетельствует о существенном тектоническом перемещении флиша по континентальному основанию на запад. Подтверждением этому является совпадение 40 километровой изолинии мощности земной коры с районами выхода на поверхность лесновского флиша, а также результаты комплексного анализа различных геофизических материалов (сейсморазведки, электроразведки, гравиметрии), согласно которым для западной и осевой частей Срединного хребта устанавливается континентальный тип разреза земной коры, а для восточной части Камчатского перешейка – “субокеанический” [Мишин, 2003]. Как бы то ни было, непреложным является факт резко различного развития западной и восточной частей Камчатского перешейка: в восточной части формирование монотонных флишевых толщ на континентальном склоне и у его подножья заняло известную часть позднемелового времени и первую половину палеогена, а в западной части накопление мелководных терригенных толщ позднего мела было прервано деформациями второй половины маастрихта, за которыми последовало образование угленосных моласс палеоцена, несогласно перекрывших верхнемеловые толщи [Гладенков, 2002; Полянский и др., 1999]. Подчеркнем, что нигде в западной части перешейка не известны выходы верхнемеловых островодуж-

ных образований, которые не переходят за северную границу Западно-Камчатской микроплиты. Именно широкое распространение мел-палеогенового флиша в осевой части перешейки и отсутствие верхнемеловых вулканогенно-кремнистых комплексов в его крайней западной части кардинально отличает регион Камчатского перешейка от региона Западно-Камчатской микроплиты, где нет аналогичных флишевых комплексов на востоке, а на западе картируются островодужные толщи верхнего мела. Это дает основание рассматривать эти регионы как самостоятельные тектонические единицы с заметно различным характером геологического развития в позднем мелу и первой половине палеогена.

Обращаясь к восстановлению палеотектонических обстановок для Западной Камчатки, мы можем констатировать, что в палеоцене весь регион, включавший омгонскую окраину Куьюльско-Восточно-Тайгоносской складчатой зоны, коньяк-кампанскую островную дугу и западный борт Срединного хребта Центральной Камчатки, уже представляли собой целостную структуру, "сшитую" палеоценовыми субвулканическими телами и перекрытую вулканическими покровами, в пределах которой в это же время, или несколько позже, начинается формирование моласс. Существенным фактом, позволяющим раскрыть тектоническую обстановку маастрихтского времени, является датировка пластин островодужных базальтов и андезитов в субдукционном меланже ранним маастрихтом, что свидетельствует о продолжении вулканической активности буквально вплоть до столкновения дуги с континентом. Сложно построенный маастрихтский субдукционный меланж, включающий юрско-раннемеловые блоки и глыбы чистых кремнистых пород, а также кампан-маастрихтских островодужных вулканитов, свидетельствуют о том, что происходило раздавливание отложений бассейна, отделявшего островную дугу от окраины континента. Если взаиморасположение островной дуги и континентальной окраины в области центральной части Западной Камчатки для маастрихтского времени как-то можно обосновать, то тектоническая позиция области западного склона южной части Срединного хребта, где накапливались относительно грубые терриген-

ные отложения, не содержащие вулканических продуктов (кунунская свита), пока менее определена. Один из вариантов может предполагать выклинивание (затухание) островной дуги в южном направлении и срезание ее остатков трансформным разломом, по которому Западно-Камчатская плита вошла в соприкосновение с Охотоморской плитой.

Общие соображения относительно заклинивания Охотоморской плитой зоны субдукции окраинно-континентального Охотско-Чукотского пояса в кампане и вышеприведенные данные о существовании раскрывавшегося северо-восточнее в это же время бассейна и активной островной дуги, вероятно, дают основание предполагать не одномоментное столкновение различных литосферных блоков с Азиатской континентальной окраиной.

ОБСУЖДЕНИЕ

Каковы же возможные ответы на вопросы по двум основным дискуссионным темам, о которых говорилось в начале статьи? Во-первых, рассмотрим предположение относительно существования единой Олюторско-Восточно-Камчатской (Ачайваям-Валагинской) островной дуги, формировавшейся в просторах Пацифики и затем, вследствие поглощения под ней океанической оторочки Азиатской литосферной плиты, надвинутой на ее континентальный край. Время шарьирования верхнемеловых островодужных образований на флишевые комплексы континентального склона и подножья наиболее точно установлено на Камчатском перешейке. Здесь оно датируется первой половиной среднего эоцена [Соловьев и др., 2001]. Для Южной Корякии возможно первые этапы шарьирования тоже относятся к среднему эоцену, однако геодинамическая обстановка здесь осложнена параллельным существованием к востоку палеогеновой Говенско-Карагинской островной дуги, так что завершение процесса относится уже к миоцену [Чехович, 1993]. На востоке Камчатского полуострова (хребты Кумроч, Гумрок, Валагинский) основные деформации верхнемеловых островодужных толщ относятся к раннему эоцену [Константинов-

ская, 2003]. Этим же временем датируется их надвиг на метаморфические породы Срединного хребта Центральной Камчатки [Аккреционная..., 1993; Константиновская, 2003]. Принимая эти датировки мы можем констатировать, что разница во времени между актами аккреции островодужных комплексов на Камчатском перешейке и в центральной части Восточной Камчатки составляет 10–12 млн. лет. Что касается верхнемеловых островодужных толщ Западной Камчатки, то если принимать их принадлежность к той же предполагаемой единой дуге, следует решить какому сегменту дуги они могут принадлежать. Напомним, что на Западной Камчатке эти толщи несогласно перекрыты палеоценовыми отложениями и, кроме этого, связаны со всеми другими структурно-вещественными комплексами палеоценовым “сшивающим комплексом” – субвулканическими телами и вулканическими покровами, генезис которых обусловлен процессами постсубдукционного и постколлизийного растяжения. Из этого следует, что верхнемеловые островодужные образования уже до палеоцена находились в единой структуре с Западно-Камчатской плитой. На рисунке 3 схематически показано расположение основных выходов верхнемеловых островодужных комплексов Олюторской, Западно-Камчатской и Восточно-Камчатской дуг.

Если предположить, что островодужные толщи Западной Камчатки принадлежат сегменту дуги, известному в современной структуре на востоке Камчатского перешейка, то они приблизились к краю континента примерно на 20 млн. лет раньше и, скорее всего, они вряд ли могли

составлять единую структуру. Если же предположить, что они принадлежали дуге Восточных хребтов Камчатки, фрагменты которой в современной структуре вкрест простирания отстоят от западно-камчатских выходов на 200 км, то мы получим реконструкцию островной дуги, которая по ширине в 4–5 раз превосходила современные аналоги, а шарьяжное перемещение ее фронтальных (современных западно-камчатских) частей более чем на 150 км по Западно-Камчатскому блоку произошло примерно на 14 млн. лет раньше, чем столкновение тыловых.

Все эти соображения, очевидно, не позволяют рассматривать верхнемеловые островодужные толщи Западной Камчатки в качестве сегмента, или фронтальной части сегмента единой Олюторско-Восточно-Камчатской (Ачайваям-Валагинской по М.Н. Шапиро) дуги. Альтернативным вариантом реконструкции могла быть локализация Западно-Камчатской позднемеловой островной дуги вблизи от края Западно-Камчатской микроплиты. Эта реконструкция приведет нас к системе гирлянд не слишком протяженных островных дуг, разделенных окраинными морями со встроенными в эту систему континентальными массивами, как это имеет место в современной структуре активной окраины континента – Камчатка, Курильские острова, Япония. Следует также добавить, что, во всяком случае, по данным имеющимся на сегодняшний день, ранние этапы формирования Западно-Камчатской дуги относятся к коньяк-раннесантонскому времени, что датировано находками планктонных фораминифер, дающих весьма узкий временной интервал – 89–86 млн. лет. В островодужных толщах Вос-

Таблица

Основные геологические события в Олюторской, Западно-Камчатской и Восточно-Камчатской островных дугах

События	Олюторская	Западно-Камчатская	Восточно-Камчатская
Завершение активного вулканизма	64–63 млн. лет	~ ~68–66 млн. лет	~66–63 млн. лет
Столкновение и надвигание	46–44 млн. лет	~66 млн. лет	~52–50 млн. лет
Начало формирования неовавтохтона	45 млн. лет	~65 млн. лет	50 млн.

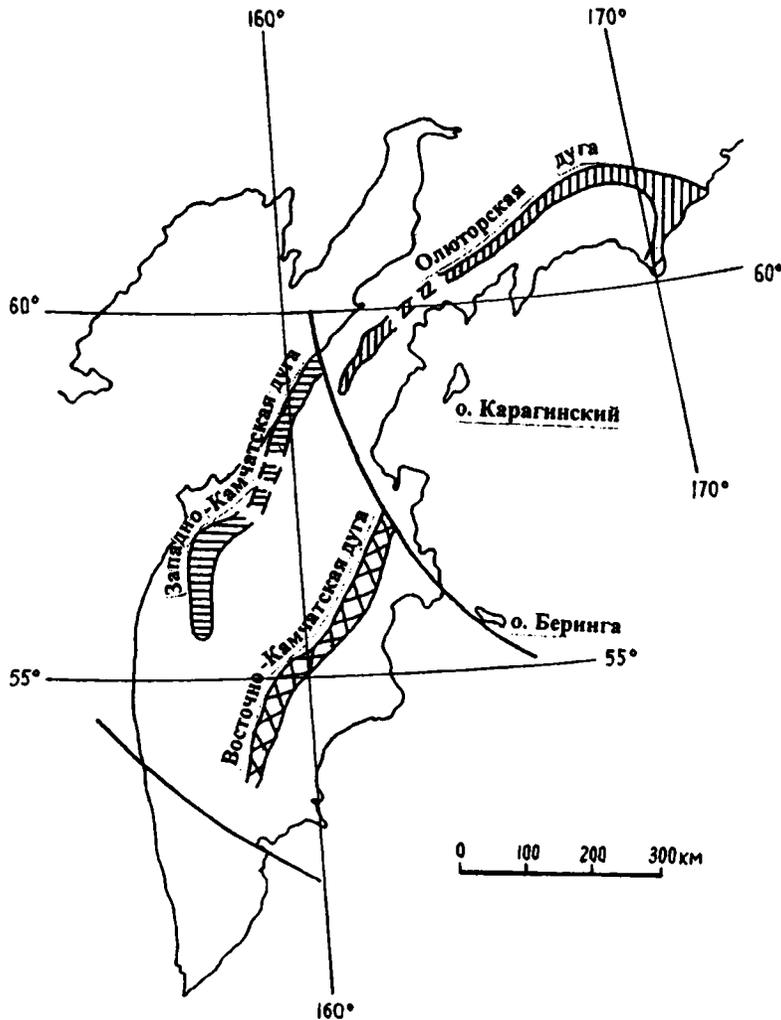


Рис. 3. Схематическое положение верхнемеловых островодужных комплексов в Камчатско-Корякском регионе

точных хребтов Камчатки (Кумроч, Тумрок, Валагинский) до сих пор не известны определения древнее кампана. Эти данные также дают повод к сомнению относительно принадлежности островодужных комплексов Западной и Восточной Камчатки единой островной дуге.

Предположение о возникновении и дальнейшем развитии интраокеанических островных дуг, постулируемое на основании полученных определений палеоширот палеомагнитными методами [Коваленко, 2003; Баженов и др., 2002; Левашова, 1999], таит в себе много неясных проблем, которые в опубликованных палеотектонических

реконструкциях обычно не обсуждают. Не рассматривая здесь причины начала формирования островных дуг в центральных частях океана, поскольку это тема обширной и серьезной работы, тем более что высказываются мнения о малой вероятности подобных явлений [Хаин, Ломизе, 1995; Geist et al., 1994], коснемся лишь вопросов финального развития и перемещения этих структур вплоть до их столкновения с континентом. Из приведенной таблицы элементарно вычитывается, что между временем завершения активных вулканических процессов в Олюторской, Восточно-Камчатской дугах и временем их

столкновения с континентальной окраиной должно было пройти 17–18 и 11–12 млн. лет. Геологических свидетельств возможной субдукции океанической коры под окраину континента в эти интервалы времени, что обеспечило бы перемещение неактивных островодужных сооружений вплоть до их коллизии, не имеется. Сходная картина выявляется и при анализе основных геологических событий для мел-палеогеновой дуги Восточных полуостровов Камчатки. Активные вулканические процессы в ней закончились в позднем эоцене (~35 млн. лет назад), столкновение произошло в позднем миоцене (~7 млн. лет назад). Однако субдукция под континентальную окраину с образованием миоценового вулканического пояса Срединного хребта началась самое раннее в позднем олигоцене (~25 млн. лет назад) и, следовательно, с этого времени дуга начала приближаться к континенту. Таким образом, в случае дуги Восточных полуостровов “нестыковка” между завершением активных вулканических процессов и началом перемещения неактивной дуги в сторону континента составит ~10 млн. лет.

Разительный контраст с вышеописанным феноменом являет нам Западно-Камчатская позднемеловая островная дуга. Время завершения активных вулканических процессов в ней практически совпадает со временем ее столкновения с континентальной окраиной. Представляется, что это еще одно свидетельство в пользу самостоятельности Западно-Камчатской дуги.

Сравнение развития Западно-Камчатской дуги с Олюторской заставляет обратиться еще к одному обстоятельству – океаническим комплексам, которые встречаются вблизи фронтального надвига Олюторской дуги и теперь установлены в Западно-Камчатской дуге (Сухов, Кузьмичев настоящий сборник). В принадвиговой зоне Олюторской дуги от бассейна р. Лесная, впадающей в залив Шелихова, до бухты Анастасия на побережье Алеутской котловины Берингова моря выявлены океанические базальты и кремнистые отложения самого разного возраста – альб-туронские, сеноман-туронские и сеноман-раннеконьякские, позднесантон-раннекампанские, кампанские и кампан-маастрихтские. Эти данные могут свидетельствовать о том, что между континентальной окраиной и Олюторской дугой дли-

тельное время существовал бассейн, в котором формировалась океаническая кора. Пока отсутствуют данные о типе структур растяжения ответственных за образование этих океанических базальтов – единой протяженной спрединговой структуре или разрозненных центрах рассеянного спрединга. Тем не менее, указанные факты имеют важное значение при палеотектонических реконструкциях. В случае Западно-Камчатской дуги тектоническая обстановка локализации пород океанического типа иная: здесь базальты MORB-типа кампанского возраста образуют силлы в островодужных комплексах. Такого же возраста лавовые покровы океанических базальтов перекрывают терригенные породы, формировавшиеся на краю какого-то континентального массива. Эти данные позволяют предполагать существование в кампане лишь локальной структуры растяжения между дугой и континентальным массивом, но нет никаких данных о длительности ее функционирования. Как представляется, эта структура не могла соединиться с предлюторской, поскольку Западно-Камчатская дуга находилась к западу от Укелятско-Камчатского блока. Возможно, сопоставлять верхнемеловые островодужные толщи Западной Камчатки следует с кампанскими вулканогенными образованиями эссовеемской свиты, которые узкой полосой оконтуривают с запада укелятский флиш на протяжении более 200 км [Геология и..., 1965; Карта полезных..., 1999] и могут интерпретироваться как самостоятельная позднемеловая Эссовеемская дуга, располагавшаяся западнее укелятского блока. Однако слабая изученность районов развития этих образований не позволяют делать другие сопоставления.

Вторая дискуссионная тема – это соотношение Западно-Камчатской и Охотоморской плит. Основной вопрос, представляет ли собой Охотоморская плита океаническое вулканическое плато или континентальный массив, на имеющихся в настоящее время материалах не может быть решен однозначно прежде всего потому, что большая часть установленных на Западной Камчатке верхнемеловых структурно-вещественных комплексов не соприкасается и, вероятно, до маастрихта не соприкасалась с Охотоморской палеоплитой, учитывая ее современные границы. Не-

посредственный контакт Западно-Камчатской плиты с Охотоморской мог осуществляться только к западу от метаморфического массива Срединного хребта (рис. 4). Знаменательно, что

именно в этой части Охотского моря к Камчатке причленяются Центрально-Камчатское и Больше-репское поднятия с весьма незначительной мощностью осадочного чехла (1–2 км). Общий ха-

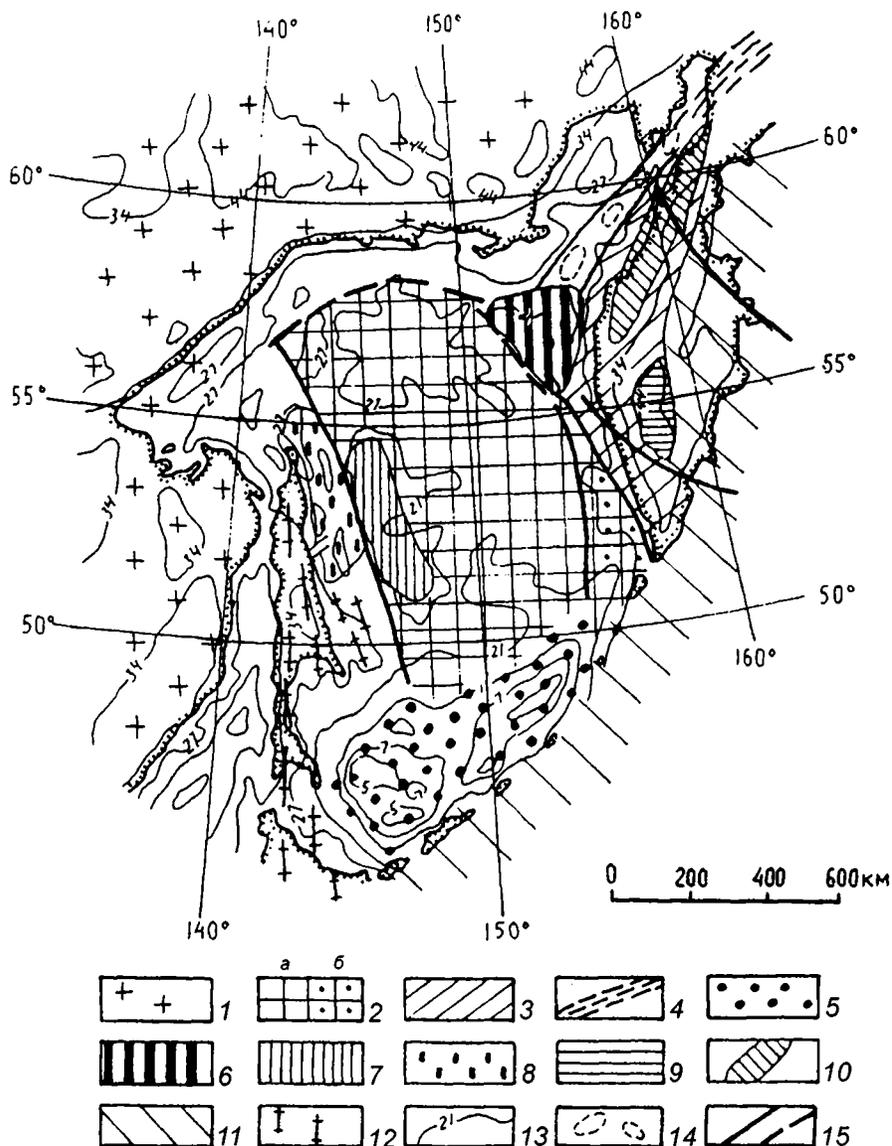


Рис. 4. Главнейшие структурные единицы Охотоморского региона

1 – Евразийский континент; 2 – Охотоморская палеоплита; 3 – Западно-Камчатская палеоплита; 4 – Куюльско-Тайгонская аккреционная (складчатая) зона; 5 – Южно-Охотская глубоководная впадина с океанической корой; 6 – впадина Тинро с субокеанической корой и увеличенной мощностью осадочного чехла; 7 – Восточно-Дерюгинская впадина с субокеанической корой; 8 – Западно-Дерюгинский прогиб; 9 – допозднемеловое основание Западно-Камчатской палеоплиты; 11, 12 – Палано-Омгонская шовная зона: 11 – Западно-Камчатско-Курильская, 12 – Хоккайдо-Сахалинская; 13 – изолинии мощности земной коры; 14 – Шелеховский прогиб с изолиниями мощности осадочного чехла; 15 – разломы

рактир геофизических полей (гравитационного и магнитного) показывает, что, например, ориентировка положительных и отрицательных аномалий силы тяжести, так же как и гравитационных ступеней, имеет северо-восточное простираие на всей территории Камчатки, а также на акватории залива Шелихова и Пенжинской губы, тогда как в центральной части Охотского моря они ориентированы в юго-восточном направлении (рис. 5). Это подчеркивает явную обособленность Охотоморского и Камчатского блоков. Если сле-

довать основным положениям теории тектоники литосферных плит, то вне всякой зависимости от природы Охотоморской плиты, именно она в кампане должна была заклинить зону субдукции Охотско-Чукотского пояса. Действительно, никакой иной структуры, которая могла бы предположительно сыграть подобную роль между Охотским побережьем, где распространены альб-сенонские вулканиты, и Охотоморским блоком, не реконструируется. В случае единой континентальной плиты, не отделенной от южной части

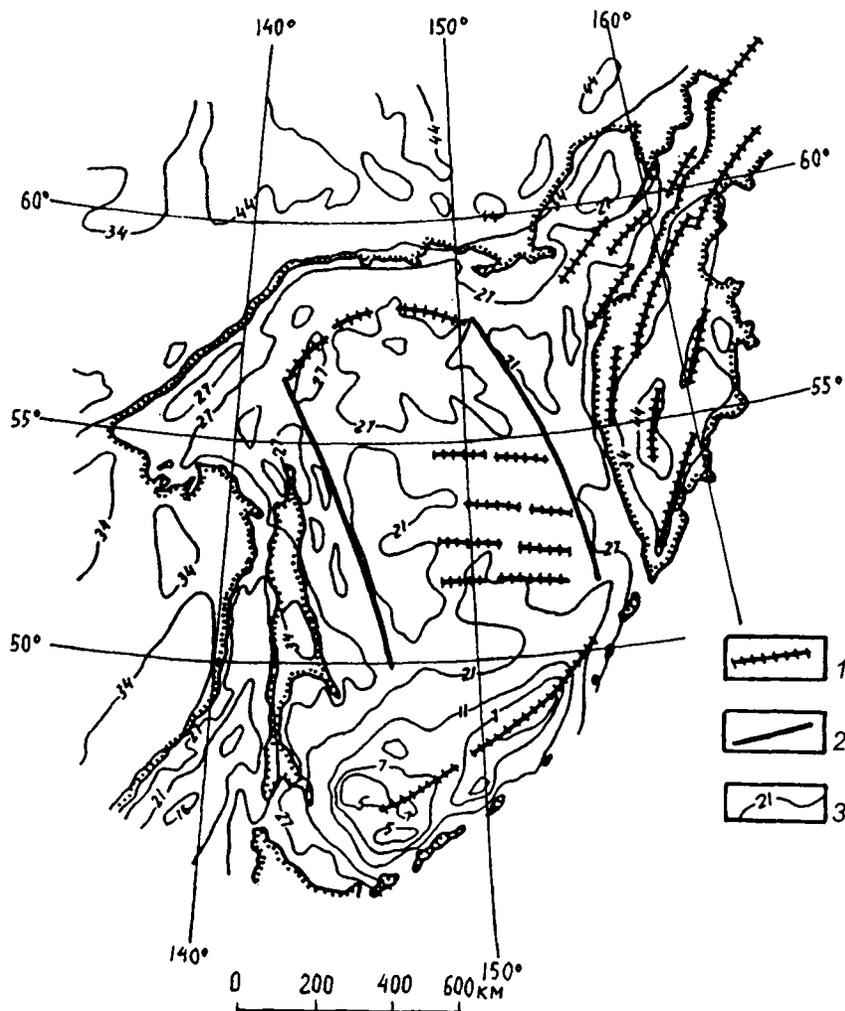


Рис. 5. Схема направления основных гравитационных аномалий и гравитационных ступеней Охотоморского региона (по [Карта полезных..., 1999, Sandwell, Smith, 1996])

1 – направления основных гравитационных аномалий и гравитационных ступеней; 2 – разломы; 3 – изолинии мощности земной коры

Камчатки, последняя должна была в конце кампана занять свое современное положение. Однако, учитывая основные выводы по первой дискуссионной теме, можно предполагать, что к северо-западу от района возможного соприкосновения указанных плит, до конца кампана и, возможно, в раннем маастрихте продолжала активно развиваться островная дуга. Столкновение дуги (вместе с находившимся в ее тылу Западно-Камчатским массивом) с континентальной окраиной произошло в конце маастрихта, т.е. позже, чем коллизия Охотоморской плиты. Возможно, это произошло за счет разворота Камчатского массива против часовой стрелки, что подтверждается подобным же разворотом блоков кремнисто-вулканогенного комплекса [Чернов, Коваленко, 2003]. В качестве несколько иного сценария может рассматриваться (опять вне зависимости от типа Охотоморской палеоплиты) независимое на ранних этапах существование выделяемых малых литосферных плит, которые могли войти в соприкосновение по трансформному разлому на поздних этапах приближения Западной Камчатки к окраине континента. Все варианты сценариев зависят от точности и уверенности микропалеонтологических и радиологических датировок, поэтому даже невольное смещение акцентов в пределах возможного допуска этих определений, будет приводить к несколько разным построениям. В данной статье при общих палеотектонических рассуждениях мы сознательно не пользуемся уже опубликованными палеомагнитными определениями палеоширот некоторых структурно-вещественных комплексов Западной Камчатки [Коваленко, 2003]. Это связано с тем, что нами уже были высказаны соображения о противоречиях между имеющимися данными по литологии, биозональности и палеогеографии верхнемеловых отложений и палеоширотами их формирования по данным палеомагнитных исследований [Сухов и др., 2004].

Несмотря на то, что однозначное решение вопроса о природе Охотоморской палеоплиты по имеющимся геологическим материалам невозможно, все же следует обсудить некоторые самые общие соображения, которые могут вытекать из геофизических материалов, часть которых была подвергнута обработке на основе новейших тех-

нологий [Злобин, 2002]. При рассмотрении характера строения земной коры Охотского моря (без Южно-Охотской глубоководной впадины) бросается в глаза ее существенное отличие от строения коры, как Азиатского континента, так и Сахалинской и Камчатской складчатых зон. Главной особенностью строения земной коры Охотского моря (средняя мощность 25 км) является значительная мощность нижней коры. Она превышает мощность верхней коры в 3–4 раза при небольшой мощности осадочного чехла (от 0,5 до 3 км). Исключение составляют лишь впадины Дерюгина и Тинро с мощностью осадков до 9–10 и даже 12 км (рис. 6). Подобное соотношение мощностей нижней и верхней коры обычно характерно для длительно развивавшихся прогибов на континентальной коре, в случае же Охотского моря, где морские глубины незначительны, мощность чехла мала и начало его формирования относится к раннему палеогену [Структура и динамика..., 1996; Объяснительная..., 2000; Безверхний и др., 2003], это сопоставление неприменимо. Однако, так или иначе, по данным о возрасте нижней части осадочного чехла, следует предполагать поднятое положение Охотоморской палеоплиты до палеогена. Кроме этой важной особенности Охотского моря следует напомнить и об относительно повышенном тепловом потоке (80 мВт/м), о резко дифференцированных глубинах залегания астеносферы и об аномальных (“расслоенных”) скоростях в мантии [Старшинова, 1980; Структура и динамика..., 1996], что свидетельствует о “возмущенной” обстановке глубинных частей литосферного блока Охотского моря. Возвращаясь к соотношениям мощностей нижней и верхней коры и небольшой мощности молодого осадочного чехла в пределах Охотского моря, можно кратко сформулировать несколько вариантов его геодинамической природы и некоторые моменты возможного развития этой области. Итак, вплоть до конца позднего мела Охотоморская палеоплита могла представлять собой:

а) поднятый над уровнем моря континентальный блок с примерно равными мощностями верхней и нижней коры, испытавший к палеогену эрозию верхней коры порядка не менее 10 км при неизменном положении границы Конрада,

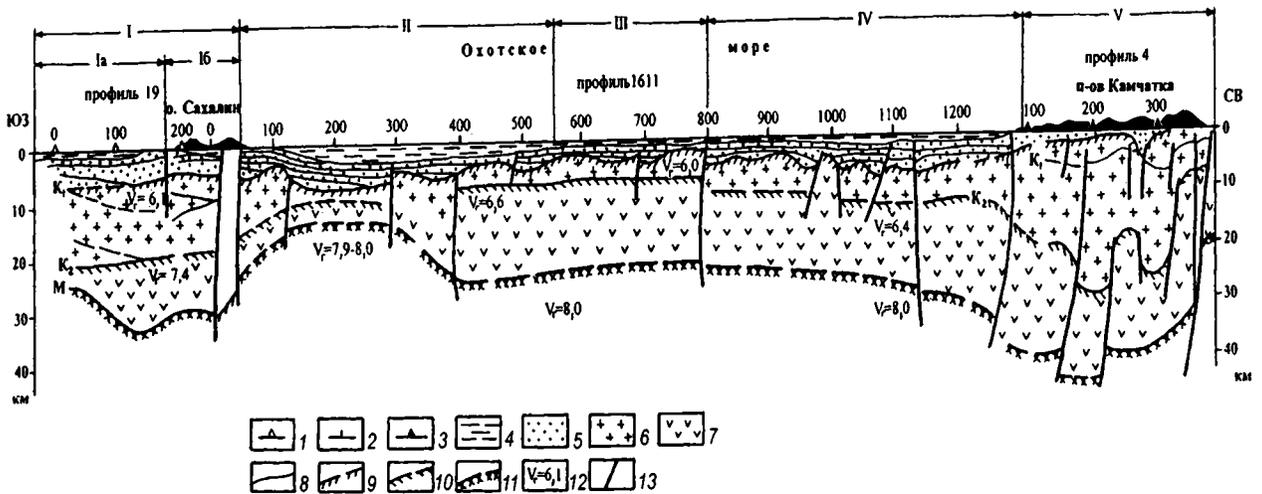


Рис. 6. Сейсмогеологический разрез земной коры Охотской литосферной плиты по профилю III (Сахалин – Камчатка) (по [Злобин, 2002])

1–3 – пикеты: профиля ГСЗ 19 через Сахалин (1), МОВ ОГТ 1611 через Охотское море (2), и профиля 4 через Камчатку (3); 4 – водный слой; 5 – осадочный (осадочно-вулканогенный) слой; 6, 7 – гранито-метаморфический (верхний и средний) (6) и гранулитобазитовый (“базальтовый”, нижний) слой консолидированной коры (7); 8 – сейсмические границы в осадочном чехле, 9 – граница кровли консолидированной коры; 10 – раздел Конрада между нижней и верхней корой; 11 – сейсмическая граница подошвы земной коры; 12 – граничные сейсмические скорости, км/сек; 13 – разломы

б) поднятый блок континентальной коры с утоненной в результате предшествующих процессов растяжения верхней корой,

в) поднятый над уровнем моря блок со строением коры сходным с островодужной моделью, характерной для Курильской дуги (по [Злобин, 1987]), отличающимся как от строения коры окраины Азиатского континента, так и от блоков Камчатки и Сахалина,

г) блок океанической коры, на котором был сформирован вулканогенный слой за счет внутриплитного вулканизма, подобно формировавшейся в позднем мелу Карибской плите,

д) континентальный блок существенно меньшего (по меридиану) размера, который после коллизии испытал растяжение за счет последовавшего коллапса и асимметричного отступления субдуцирующей плиты (rollback) с клиновидным раскрытием Южно-Охотской глубоководной впадины [Shellart et al., 2003].

Все предположения остаются недоказуемыми. Однако первое выглядит фантастическим,

ибо именно таким представляется смыв 10 км верхней коры с громадной площади перед началом палеогенового осадконакопления. Второй вариант (растяжение до коллизии) по модели должен предполагать накопление достаточно мощных допалеогеновых отложений, которые никоим образом не проявляются по имеющимся в настоящее время данным. Третий вариант (кора “островодужного” типа) довольно сложно применить к изометричной форме Охотоморской палеоплиты. Четвертое предположение требует тщательного сравнительного анализа геофизических материалов по Карибской и Охотоморской палеоплитам, что возможно только при специализированном и целенаправленном исследовании. К тому же в Охотском море пока не известны протяженные отражающие площадки в верхней коре, как это иногда обнаруживается для некоторых районов Карибского моря.

Пятый вариант, учитывая полученные новые данные, следует рассмотреть более пристально. Именно с идейной стороны, подтвержденной ре-

зультатами физического и численного моделирования, он представляет определенный интерес. Однако приводимые в работе У. Шелларта [2003] многие геологические данные по Охотоморскому региону либо поверхностны, либо просто неверны. С нашей точки зрения, применение идеи асимметричного растяжения по несколько видоизмененному принципу “открывающейся двери” с учетом современных геологических данных, позволяет выстроить не слишком противоречивую модель формирования земной коры Охотского моря. Во-первых, следует напомнить о теоретической возможности растяжения литосферы и раскрытия за этот счет окраинноморских бассейнов в результате отступления линии фронта субдуктирующей плиты, что приводит к коллапсу и растяжению перекрывающей плиты в направлении отступающего фронта [Garfunkel et al., 1986, Faccena et al., 1996]. Этот процесс объясняется отрицательной плавучестью субдуцирующей плиты, что подтверждено физическими и числовыми экспериментами [Christensen, 1996]. Асимметричное растяжение при этом процессе вызывается различной плавучестью погружающихся частей литосферной плиты, зависящих от их возраста. В частности, в современной структуре возраст океанической коры, поглощаемой в Курило-Камчатской зоне субдукции на юго-западе оценивается в 150–120 млн. лет, а на северо-востоке – 106–73 млн. лет. Естественно, последнее нельзя перенести на позднемеловое-раннекайнозойское время, однако имеющиеся данные GPS по аналогичным современным “клиновидным” окраинным бассейнам Северного Фиджи и Лау подтверждают возможность асимметричного растяжения за счет разновеликого отступления фронта субдуцируемой океанической плиты в соответствии с возрастом погружающихся ее частей [Taylor et al., 1995, Bevis et al., 1995].

Теперь коснемся самых общих геологических признаков, которые могут рассматриваться как свидетельства асимметричного растяжения в области Охотского моря. Прежде всего, к ним относятся: клиновидная форма Южно-Охотской глубоководной впадины с корой океанского типа, субширотные и восток-северо-восточные структуры растяжения на дне Охотского моря, отмечаемые сейсморазведкой и анализом морфологии

поверхности морского дна [Гнибиденко, Хведчук, 1982; Smith, Sandwell, 1997]. Важными фактами для подобной модели являются также – существование Хоккайдо-Сахалинского правостороннего сдвига, ограничивающего с запада Охотское море [Rozhdestvensky, 1986; Gribidenko et al., 1995], континентальный характер земной коры Курильской островной дуги и палеомагнитные данные, свидетельствующие о повороте западной части этой дуги против часовой стрелки на $29,4 \pm 10,4$ градуса [Schellart et al., 2003]. Предлагаемая У.Шеллартом модель предполагает положение полюса вращения асимметрично отступающего фронта субдукции в районе Олюторского полуострова и угол поворота этого фронта около 30 градусов (рис. 7). Проведенное этим автором физическое и числовое моделирование показали принципиальное сходство получаемых структур с известными в рассматриваемом регионе. Используя имеющиеся в настоящее время новые геологические данные по Западной Камчатке, представляется возможным встроить их в принципиальную модель асимметричного растяжения с определенными пространственными и временными изменениями. Пространственные изменения касаются двух важных моментов: а) единый по оригинальной модели Охотский литосферный блок должен быть разделен на Охотоморский и Камчатский блоки (доказательства этому приводились выше), б) некоторое отступление Камчатского блока не сопровождалось заметным изменением мощности его коры, поскольку основное растяжение локализовалось в Охотоморском блоке, отделенном от Камчатского крупным разломом; это отступление происходило по частям, границы между которыми определялись Командоро-Паланской и Малко-Петропавловской зонами поперечных деформаций. Временные изменения непосредственно вкладываются нами в предлагаемую эволюционную модель.

Кампан. Столкновение Охотоморского блока с Евразией и постепенное прекращение вулканизма в Охотско-Чукотском окраинно-континентальном поясе (ОЧВП). Продолжение активного вулканизма в Западно-Камчатской дуге, располагавшейся в западной краевой части Камчатского блока, и раскрытие локального бассейна между дугой и Камчатским блоком.

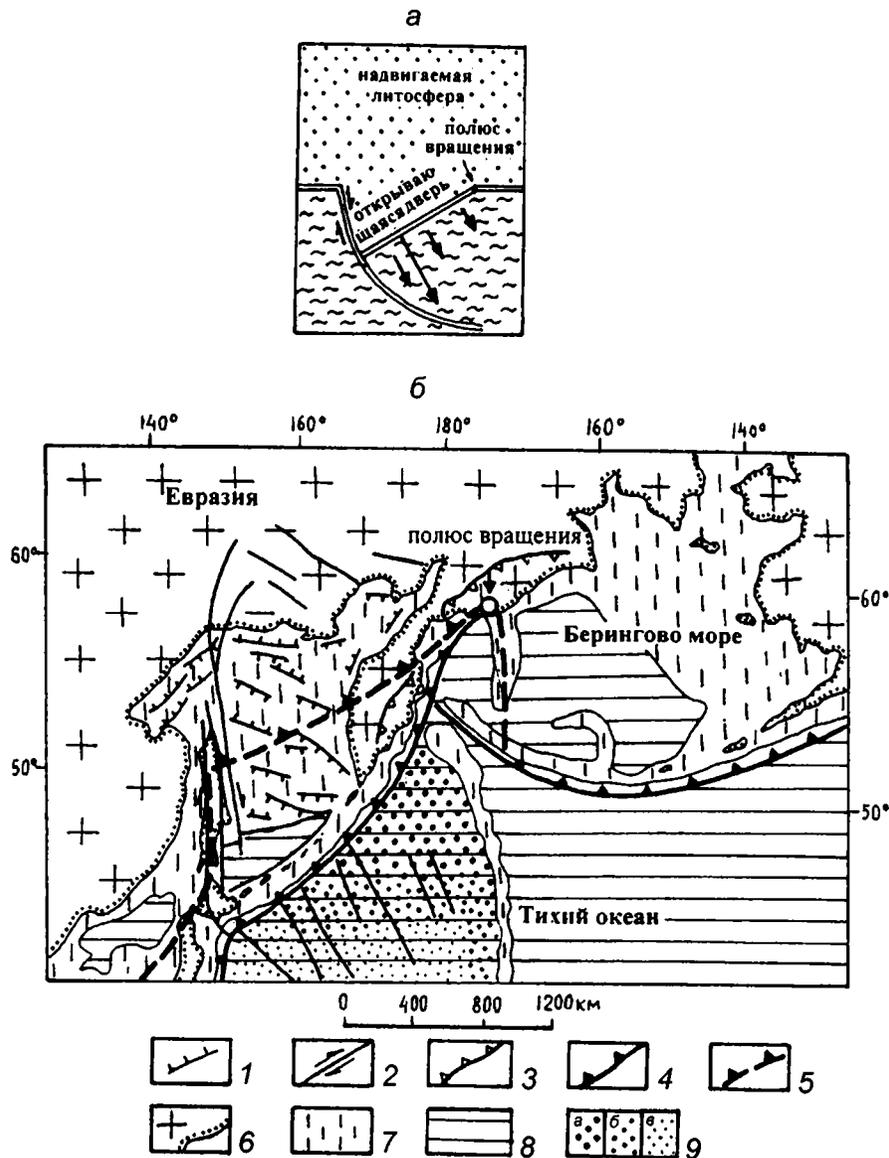


Рис. 7. Графическое изображение модели асимметричного растяжения надвигаемой литосферы в связи с отступанием фронта поглощаемой плиты (а); применение модели к Охотоморскому региону (б)

1 – сбросы; 2 – сдвиги; 3 – надвиги; 4 – зона субдукции; 5 – положение палео-Курильской зоны субдукции на время начала асимметричного перемещения; 6 – континенты; 7 – шельфовые области, поднятия в океане и мелководные моря; 8 – глубоководные впадины с океанической корой и океанические пространства; 9 – возраст океанической коры, поглощаемой в Курило-Камчатской зоне субдукции: а – 73–106 млн. лет, б – 106–120 млн. лет, в – 120–150 млн. лет

Маастрихт. Столкновение с континентом Западно-Камчатской дуги и тылового Камчатского блока в позднем маастрихте с прекращением активности дуги и формированием сложно построенной шовной зоны сочленения. Начало растяжения на континентальной окраине, связанное

с коллапсом после столкновения [Dewey, 1988], обусловившем начало рифтогенного вулканизма [Филатова, 1999].

Палеоцен. Продолжение растяжения на континентальной окраине с соответствующим вулканизмом и растяжение в Охотоморском блоке.

Начало растяжения в шовной зоне и на Западной Камчатке, отмечаемое проявлениями рифтогенного вулканизма [Леднева, 2001]. Начало перемещения Центрально-Камчатского блока к востоку по палеокомандорскому трансформному разлому (Командоро-Паланской зоне) [Богданов, Чехович, 2004].

Эоцен. Компенсированное широтное растяжение во впадине Тинро, в связи с перемещением Центрально-Камчатского блока. Начало формирования Хоккайдо-Сахалинского правостороннего сдвига, обновившего зону деформаций Хоккайдо-Сахалинской аккреционной призмы, сформированной в процессе коллизии Охотоморского блока с Евразией [Rozhdestvensky, 1986, Gnibidenko et al., 1995; Wortall et al., 1996]. Начало формирования вдоль этого сдвига впадины Дерюгина, западная часть которой является компенсированной, а восточная – некомпенсированной. Начало асимметричного (с запада) открытия Южно-Охотского глубоководного бассейна (Безверхний и др., 2003) и движения дуги Малых Курил на восток [Гранник, 1998].

Олигоцен – ранний миоцен. Дальнейшее открытие Южно-Охотской впадины и начало формирования островной дуги Малых Курил.

В заключение кратко коснемся еще одного вопроса, возникшего, собственно, в процессе настоящего рассмотрения. Он связан со сравнением развития региона Камчатского перешейка и собственно Западной Камчатки, о чем уже в основном говорилось выше. Обратим внимание, что в недавней публикации [Некрасов, 2003], пожалуй, впервые настолько определенно, был выделен Укеляятско-Камчатский континентальный блок, у подножья и на склоне которого накапливались характерные толщи позднемелового-палеогенового укеляятско-лесновского флиша [Соловьев и др., 1998, 2001]. Этот блок, также как возникавшие вследствие его разрушения флишевые толщи, фиксировали окраину Азиатского континента в самом конце позднего мела и в первой половине палеогена. До того времени, когда на основании трекового датирования цирконов из песчаников укеляятского и лесновского флиша, и затем по определениям наннопланктона был установлен верхний возрастной предел флишевых толщ (первая половина среднего эоцена),

можно было предполагать, что эти образования, считавшиеся ранее только позднемеловыми, могли представлять собой отложения глубоководного желоба, сопровождавшего зону субдукции ОЧВП [Ермаков, Супруненко, 1975; Ставский и др., 1988]. В последней работе на основании расчетов [Филатова, 1988] было графически определено предполагаемое положение зоны субдукции для Охотско-Чукотского пояса, которое практически полностью совпало с зоной распространения Укеляятско-Лесновского флиша (рис. 8). Считалось, что эта зона субдукции была закинена при столкновении с континентом Олюторской островной дуги [Ставский и др., 1988; Кононов, 1990; Зоненшайн и др., 1990]. После появления новых данных о возрасте флишевых толщ и соответственно пересмотра времени столкновения Олюторской дуги с континентом [Соловьев и др., 1998], вопрос о том, что же привело к завершению развития надсубдукционного Охотско-Чукотского пояса на этом протяженном Корякско-Чукотском отрезке (более 1500 км) его развития практически никем не рассматривался, в противоположность столь же протяженному Охотскому отрезку [Объяснительная..., 2000; Богданов, Чехович, 2002]. Этот, Охотский, отрезок ОЧВП по имеющимся данным был закиннен Охотоморской палеоплитой в кампанское время. Имеющиеся в настоящее время фактические данные о возрасте укеляятско-лесновских флишевых толщ, как будто ограничивают их нижний предел кампаном или сантоном–кампаном. Это дает основание предполагать, что континентальный блок, за счет разрушения которого и был сформирован верхнемеловой-палеогеновый флиш, причленился к континенту и закинул зону субдукции ОЧВП почти одновременно с Охотоморской плитой. Этот блок сформировал новую границу отрезка Азиатско-Американской континентальной окраины, на склоне которой и отлагались упоминавшиеся флишевые отложения. Эти предположения и рассуждения действительны лишь для отрезка протягивающегося от бухты Дежнева на побережье Алеутской котловины Берингова моря до широты Кинкильского мыса на побережье залива Шелихова Охотского моря. Последнее ограничение совпадает с западной частью Командоро-Паланской зоны поперечных

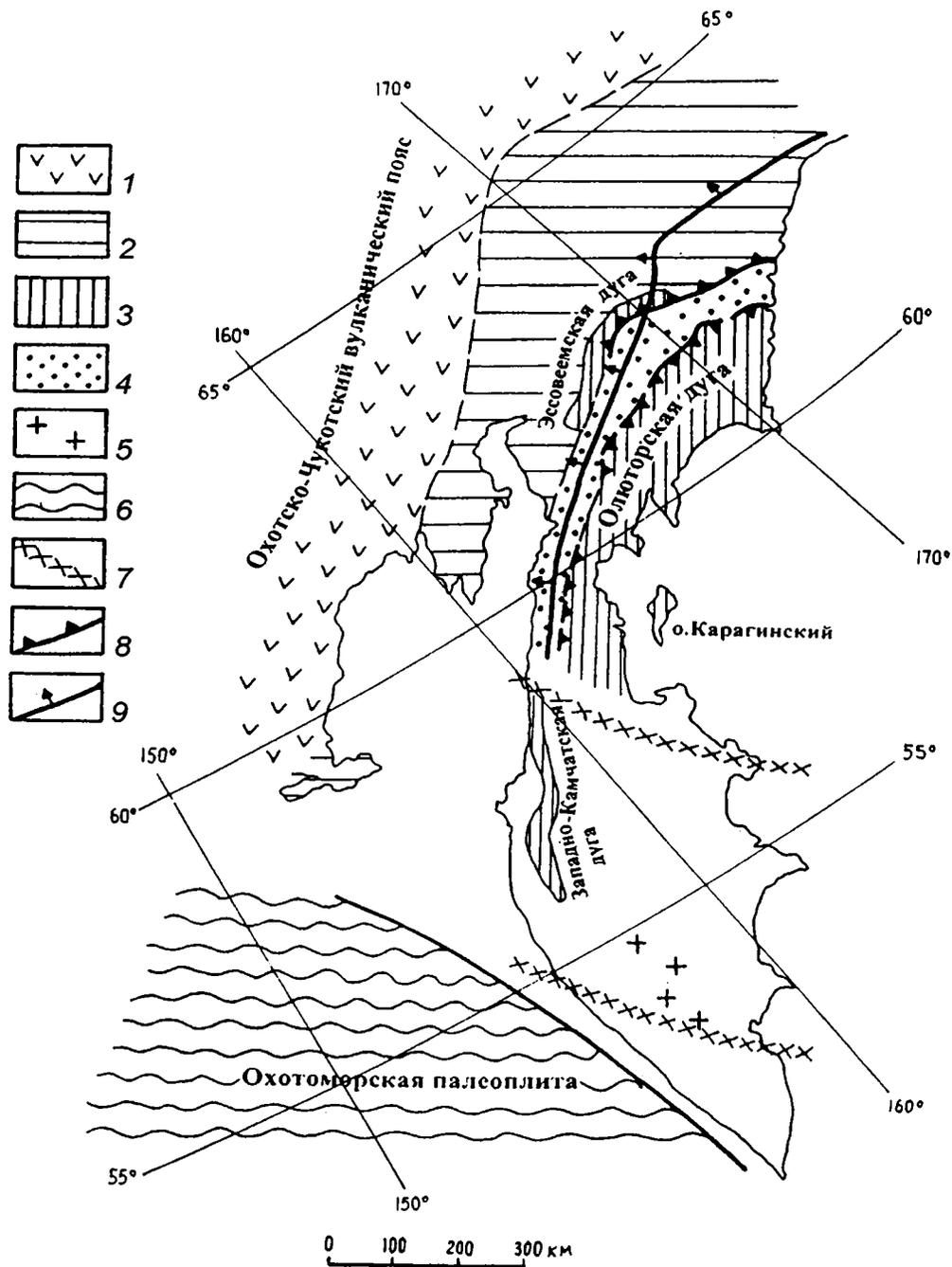


Рис. 8. Положение зоны субдукции для Корьякско-Чукотского отрезка Охотско-Чукотского вулканического пояса

1 – Охотско-Чукотский пояс; 2, 3 – аккреционно-коллизонные области: 2 – Северо-Корьякская, 3 – Южно-Корьякская (Олюторская); 4 – зона распространения Укеляйтско-Лесновского флиша; 5 – Срединно-Камчатский метаморфический массив; 6 – Охотоморская палеоплита; 7 – Командоро-Паланская зона поперечных дислокаций; 8 – рассчитанное положение позднемеловой зоны субдукции Охотско-Чукотского вулканического пояса (по [Ставский и др., 1988])

дислокаций. Южнее этой зоны геологическая ситуация резко меняется. Во-первых, ничего похожего на толщи укелятско-лесновского флиша здесь нет, ни литологически, ни в возрастном отношении. Во-вторых, как это было показано, есть достаточно оснований полагать, что между окраиной Азиатского континента, выраженной Кулюльско-Восточно-Тайгоносской складчатой зоной, и Западно-Камчатской микроплитой в позднем мелу развивалась островная дуга, отделенная от континента глубоководным бассейном. Учитывая все изложенные данные и соображения приходится снова прийти к выводу о том, что между Западно-Камчатской микроплитой и укелятско-лесновской областью в позднем мелу существовала граница по трансформному разлому (Командоро-Паланская зона) [Богданов, Чехович, 2004], по которому лишь в позднем маастрихте произошло совмещение этих геотектонических единиц.

ВЫВОДЫ

1. Верхнемеловые островодужные толщи Западной Камчатки, петролого-геохимически несколько отличающиеся от Олюторских и Восточно-Камчатских, могут интерпретироваться как надсубдукционные образования сформированные вблизи западного края Западно-Камчатской микроплиты за счет поглощения коры длительно раскрывавшегося бассейна, располагавшегося между микроплитой и Азиатским континентом. Завершение процесса столкновения микроплиты с континентом отмечено формированием раннепалеоценовых вулканитов, связанных с постколлизийным растяжением, и палеоцено-нижнеэоценовых моласс. Верхнемеловые вулканиты Западной Камчатки не могут являться частью единой Олюторско-Камчатской островной дуги, как по своему структурному положению,

так и по времени становления в покровно-складчатой структуре региона.

2. Охотоморская область представляла собой в позднем мелу самостоятельную литосферную палеоплиту невыясненной геодинамической природы. Строение земной коры этой области существенно отличается, как от ограничивающих ее с запада и востока Сахалинской и Камчатской покровно-складчатых зон, так и от континентальной области на севере. По всем соображениям именно эта палеоплита заклинила в кампане охотскую часть зоны субдукции ОЧВП.

3. Коллизийная граница между собственно Охотоморской палеоплитой и Камчатским континентальным блоком может предполагаться лишь западнее южной половины полуострова, где в результате коллизийного процесса были сформированы Большерецкое и Западно-Камчатское поднятия.

4. Корякско-Чукотский отрезок зоны субдукции ОЧВП был заклинен укелятско-лесновским континентальным блоком в позднем кампане. Именно этот блок с этого времени определил новые очертания континентальной окраины, вдоль которой накапливались флишевые толщи конца мела и первой половины палеогена.

5. Представление о существовании раскрывавшегося окраинного бассейна между северной частью Камчатского блока и континентом, и о подобном же бассейне между Корякско-Чукотским отрезком края континента и укелятско-лесновским континентальным блоком, ставит вопрос об особенностях развития ОЧВП, связанных с поглощением коры окраинных бассейнов, входивших в состав сложно построенной активной окраины Евразии.

Авторы выражают искреннюю благодарность С.А. Паланджану за внимательное прочтение, благожелательную критику и редактирование статьи.

Работа была поддержана грантом РФФИ 02-05-64365, 05-05-64917 и грантом НШ-1980.2003.5

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.П., Портнягин М.В., Хоернле К, Пилпчук Н.А., Успенский В.С., Савельев Д.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Вулканиды и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островодужных систем // Вулканизм и геодинамика: Мат-лы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург, 2003. С.169-173.
- Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 250 с.
- Бадреддинов З.Г., Тарарин И.А., Литвинов А.Ф., Лопатин В.Б., Белый А.В. О природе метаморфических пород Хавывенской возвышенности Камчатки // ДАН СССР. 1989. Т.309. №2. С.3045-3048
- Баженов М.Л., Жаров А.Э., Левашова Н.М., Кодама К., Брагин Н.Ю., Федоров П.И., Брагина Л.Г., Ляпунов С.М. Палеомагнетизм позднемеловых островодужных комплексов юга Сахалина и конфигурация конвергентной границы на северо-западе Тихого океана // Геотектоника. 2002. №1. С.42-58.
- Безверхний В.Л., Горовая М.Т., Маркевич В.С., Набиуллин А.А. Морской палеоген северного склона Курильской глубоководной котловины // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т.11. №6. С.70-82.
- Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т.43. №2. С.101-114.
- Богданов Н.А., Чехович В.Д. О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. №1. С.72-85.
- Богданов Н.А., Чехович В.Д. Геодинамические аспекты кайнозойского окраинноконтинентального вулканизма Тихоокеанского и Беринговоморского секторов Камчатки // Геология и геофизика. 2004. Т.45. №4. С.421-429.
- Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е., Вишневская В.С., Извеков И.Н. Средневерхнеюрские и нижнемеловые комплексы радиоларий Омгонского хребта. // Докл. РАН. 1991. Т.321. №2, С.344-348.
- Богданов Н.А., Соловьев А.В., Леднева Г.В., Палечек Т.Н., Ландер А.В., Гарвер Дж.И., Вержбицкий В.Е., Курилов Д.В. Строение меловой аккреционной призмы хребта Омгон (Западная Камчатка) // Геотектоника. 2003. №4. С.1-13.
- Бондаренко Г.Е., Соколов В.А. Новые данные о возрасте, структуре и обстановке формирования вулканогенно-кремнисто-карбонатного комплекса мыса Омгон (Западная Камчатка) // ДАН СССР. 1990. Т.315. №6. С.1434-1437.
- Вишневская В.С., Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е. Бореальные радиоларии средней юры – раннего мела Охотоморского побережья Камчатки // Тихоокеанская геология. 1998. Т.17. №3. С.22-35.
- Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. (Б.Х.Егиазаров, О.П.Дундо, Л.И.Аникеева, И.М.Русаков, Ю.П.Дегтяренко). Л.: Недра, 1965, 342с. (Тр. НИИГА. Т.148).
- Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. М.: Недра, 1964. 734 с.
- Гладенков Ю.Б. Геологические события раннего палеогена северо-восточной Азии: климатические изменения, флористические и фаунистические сукцессии, миграция биоты // Изв. секции наук о Земле РАЕН. 2002. Вып. 9. С.160-166.
- Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС, 1997. 367 с. Тр. ГИН РАН. Вып. 488.
- Гнибиденко Г.С., Хведчук И.И. Основные черты тектоники Охотского моря // Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: СахКНИИ АН СССР, 1982. С.3-25.
- Гранник В.М. Формации и тектоническая природа магматических пород Малой Курильской гряды // Докл. РАН. 1998. Т.359. №1. С.70-73.
- Ермаков Б.Н., Супруненко О.И. Строение и условия формирования позднемеловых и миоценовых флишевых образований Корякско-Камчатской области // Сов. геол. 1975. №123. С.53-65.

- Злобин Т.К.* Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмическим данным). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 150 с.
- Злобин Т.К.* Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность ее северо-восточной (прикамчатской) части. Южно-Сахалинск: ДВО РАН, 2002. 95 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн.2. 334 с.
- Карта полезных ископаемых Камчатской области м-ба 1:500000. А.Ф. Литвинов, М.Г. Патока, Б.А. Марковский – ред. “Камчатприродресурс”, 1999
- Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и Южной Кореи. М.: Научный мир, 2003. 255с.
- Кононов М.В.* Тектоника плит северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1989. 169с.
- Константиновская Е.А.* Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный мир, 2003. 224 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 549).
- Копорулин В.И.* Мезозойские и кайнозойские терригенные отложения Северо-Востока и Дальнего Востока России. М.: Наука, 1992. 225с.
- Косыгин Ю.А., Тютрин И.И., Дукничев В.М., Тронов Ю.А.* Нефтегазоносность Сахалина и Западной Камчатки как краевых частей Охотоморской платформы // Сахалин и Западная Камчатка – краевые части Охотоморской платформы. Владивосток: АН СССР ДНЦ, Институт морской геологии и геофизики, 1986. С.5-21.
- Красный Л.И., Шило Н.А., Косыгин Ю.А.* Геологическое строение Востока СССР и окраинных морей // XXIV Международный геологический конгресс. Геология Советского Союза (Москва 4–14 августа, 1984): Доклады. Т.1. М.: Наука, 1984. С.93-101.
- Кузьмичев А.Б., Сухов А.Н.* Островодужный мел окрестностей Усть-Паланы (Западная Камчатка): строение разреза и геодинамические спекуляции // Исследования литосферы (материалы конференции). Научные чтения памяти академика А.Л. Яншина. М.: ИЛРАН, 2000. С.33-36
- Курилов Д.В.* Некоторые данные о возрасте кремнистого комплекса Паланского района (Западная Камчатка) // Современные вопросы геотектоники. Сборник научных трудов. М.: Научный мир, 2001. С.142-146
- Куюльский офиолитовый террейн. АН СССР. ДО. Дальневосточный геологический институт. С.Д. Соколов, А.И. Ханчук – ред. Владивосток, 1990.
- Леднева Г.В.* Палеоценовый известково-щелочной магматизм Западной Камчатки (на примере мыса Омгон) // Современные вопросы геотектоники. Сборник научных трудов. М.: Научный мир, 2001. С.28-32.
- Левашова Н.М.* Кинематика позднемиоценовых и мел-палеогеновых энсиматических островных дуг Камчатки. Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. М., 1999. 28 с.
- Лопатина Д.А., Коваленко Д.В., Чернов Е.Е.* Результаты предварительного анализа спор и пыльцы из кайнозойских толщ бассейна р.Рассошина (Западная Камчатка) // Современные вопросы геологии. Вторые Яншинские чтения. М.: Научный мир, 2002. С.300-302.
- Мишин В.В., Нурмухамедов А.Г., Белоусов С.П.* Палеосубокеанический тип земной коры на северо-востоке Камчатки // Тихоокеанская геология. 2003. Т.22. №5. С.58-72
- Некрасов Г.Е.* Тектоническая природа Камчатско-Корякского региона и вопросы геодинамики складчатого обрамления севера Тихого океана // Геотектоника. 2003. №6. С.53-79.
- Объяснительная записка к Тектонической карте Охотоморского региона м-ба 1:2500000. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин – ред. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. 193 с.
- Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. 247 с.
- Очерки по геологии Камчатки и Корякского нагорья. М.: Наука, 1988. 120 с.
- Палечек Т.Н., Барбошкин Е.Ю., Соловьев А.В.* Новые данные о нижнемеловых отложениях Западной Камчатки (мыс Хайрюзова) // Современные вопросы геотектоники (материалы конференции). М.: Научный мир, 2001. С.159-162.

- Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Шапиро М.Н.* Возраст докайнозойских комплексов района поселка Палана (Западная Камчатка) // Исследования литосферы (материалы конференции). Научные чтения памяти академика А.Л. Яншина. М.: ИЛРАН, 2002. С.43-45.
- Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Шапиро М.Н.* Строение и возраст осадочно-вулканогенных отложений Паланского разреза (Западная Камчатка) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т.11. №3. С.74-91.
- Пергамент М.А.* Стратиграфия верхнемеловых отложений северо-западной Камчатки (Пенжинский район). М.: Наука, 1961. 147 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып.39).
- Полянский Б.В., Шанцер А.Е., Гладенков Ю.Б.* Две эпохи углеобразования в палеогене (танет, лютет-бартон) Западной Камчатки // Литология и полезные ископаемые. 1999. №4. С.381-388.
- Соколов С.Д.* Аккреционная структура Пенжинского хребта (северо-восток России) // Геотектоника. 2003. №5. С.3-10
- Соловьев А.В., Брендон М.Т., Гарвер Дж.И., Богданов Н.А.* Коллизия Олюторской островной дуги с континентальной окраиной Евразии: кинематика и возраст // Докл. РАН. 1998. Т.360. №5. С.666-668.
- Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Шапиро М.Н.* Возраст детритовых цирконов в песчаниках лесновской серии (Северная Камчатка) по данным трекового датирования // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т.9. №3. С.89-100.
- Сухов А.Н., Богданов Н.А., Чехович В.Д.* Геодинамика и палеогеография северо-западного обрамления Тихого океана в позднем мелу // Геотектоника. 2004. №1. С.73-86.
- Ставский А.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненшайн Л.П.* Тектоника плит и палинспастические реконструкции Анадырско-Камчатского региона // Геотектоника. 1988. №6. С.32-42.
- Старшинова Е.А.* Неоднородности строения коры и мантии Охотского моря // Докл. АН СССР. 1980. Т.255. №6. С.1339-1343.
- Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. РАН. Результаты исследований по Международным геофизическим проектам. А.Г. Родников, И.К. Туезов, В.В. Харахинов – ред. М.: ВИНТИ, 1996. 337 с.
- Федорчук А.В., Извеков И.Н., Вишневская В.С.* Строение и возраст кремнисто-вулканогенных толщ Ветроваяемского аллохтона // Геология и разведка. Изв. ВУЗов. 1991. №8. С.46-55.
- Филатова Н.И.* Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Наука, 1988. 262 с.
- Филатова Н.И.* Геохимия и петрология меловых-кайнозойских базальтов зон растяжения континентальной окраины северо-востока Азии // Геохимия. 1999. №2. С.115-132.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: МГУ, 1995. 480 с.
- Ханчук А.И.* Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1985. 185 с.
- Чернов Е.Е., Коваленко Д.В.* Тектоническая эволюция Западной Камчатки (по палеомагнитным данным) // Геология и разведка. Изв. ВУЗов. 2003. №2. С.25-32.
- Чехов А.Д.* Тектоническая эволюция северо-востока Азии. М.: Научный мир, 2000. 204 с.
- Чехович В.Д.* Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 272 с.
- Шапиро М.Н.* Позднемеловая Ачайваям-Валагинская дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. №1. С.58-70.
- Bevis M.* Geodetic observations of very rapid convergence and backarc extension at the Tonga arc // Nature. 1995. V.174. P.249-251.
- Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley I.L., Wooden J.L., Natal'in B.A.* Archean protolith and accretion of crust in Kamchatka : SHRIMP dating of zircon from the Sredinny and Ganal massifs // J. Geol. 2002. V.110. P.271-289.
- Christensen U.R.* The influence of trench migration on slab penetration into the lower mantle // Planet. Sci. Lett. 1996. V.140. P.27-39.
- Dewey J.F.* Extensional collapse of orogens // Tectonics. 1988. V.7. P.1123-1139.

- Faccena C., Davy P, Brun J.-P., Funiciello R., Giardini D., Mattei M., Naipas T.* The dynamics of back-arc extension: An experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea // *Geophys. J. Int.* 1996. V.126. P.781-795.
- Garfunkel Z., Anderson C.A., Schubert I.* // Mantle circulation and the lateral migration of subducted slabs // *J. Geophys. Res.* 1986. V.91. P.7205-7233.
- Geist E.L., Vallier T.L.* Origin, transport and emplacement of an exotic island arc terrane exposed in eastern Kamchatka, Russia // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1994. V.106. P.1182-1194.
- Gnibidenko H.S., Hilde T.W.C., Gretskeya E.V., Andreev A.A.* Kuril (South Okhotsk) backarc basin // *Backarc basin: Tectonic and Magmatism.* B. Taylor – ed. Plenum New York, 1995. H.421-449.
- Rozhdestvensky V.S.* The role of wrench-fault in the structure of Sakhalin // *Geotectonics.* 1982. V.16. P.323 –332.
- Rozhdestvensky V.S.* Evolution of Sakhalin fold system // *Tectonophysics.* 1986. V.127. P.331-339.
- Schellart W.P., Lister G.S., Jessel M.W.* Analogue modeling of arc and backarc deformation in the New Hebrides arc and North Fiji basin // *Geology.* 2002. V.30. P.311-314.
- Schellart W.P., Jessel M.W., Lister G.S.* Asymmetric deformation in the backarc region of the Kuril arc, northwest Pacific : New insights from analog modeling // *Tectonics.* 2003.V.22. №5. P.2-1–2-17.
- Smith W.H.F., Sandwell D.T.* Global Sea floor topography from satellite altimetry and ship depth sounding // *Science.* 1997. V.277. P.1956-1962.
- Taylor F.W.* Geodetic measurements of convergence at the New Hebrides island arc fragmentation caused by impinging aseismic ridge // *Geology.* 1995. V.23. P.1011-1014.
- Vishnevskaya V.S., Bogdanov N.A., Bondarenko G.E.* Middle Jurassic to Early Cretaceous radiolaria from the Omgon Range, Western Kamchatka // *Ofioliti.* 1999. V.24. №1. P.31-42.
- Watson B.F., Fujita K.* Tectonic evolution of Kamchatka and sea of Okhotsk and implication for the Pacific basin // *Tectonostratigraphic terranes. Northwest Quadrant.* P.343-348.
- Worrall D.M., Kruglyak B., Kunst F., Kuznetsov V.* Tectonic history of the Sea of Okhotsk, Russia: Far-field effect of the India-Eurasia collision // *Tectonics.* 1996. V.15. P.813-826.

ФОТОТАБЛИЦЫ

Таблицы к статье В.С. Вишневской, И.А. Басова, Т.Н. Палечек, Д.В. Курилова
«Радиолярии и биостратиграфия юрских и меловых отложений
Западной Камчатки по радиоляриям и фораминиферам»

Таблица 1

Оксфорд-титонские радиолярии
из кремнистых пород вулканогенного комплекса хребта Омгон
(обр.О-8(1)-98)

- 1 – *Praeconocaryomma* sp., ×100;
- 2 – *Orbiculiforma* sp., ×100;
- 3 – *Ditrabs* sp., ×100;
- 4, 5 – *Parvicingula* sp.: 4 – ×100, 5 – ×200;
- 6 – *Hsuum* ex gr. *mclaughlini* Pessagno et Blome, ×200;
- 7 – *Hsuum* sp., ×120;
- 8 – *Protunuma* sp., ×200;
- 9 – *Thanarla* sp., ×200;
- 10–12 – *Stichocapsa* sp.: 10 – ×180, 11 – ×150, 12 – ×120;
- 13 – *Gongylothorax* sp., ×200;
- 14 – *Williriedellum* sp., ×200;
- 15 – *Gongylothorax* cf. *favosus* Dumitrica, ×150;
- 16, 17 – *Parvicingula boesii* (Parona), ×120;
- 18–20 – *Parvicingula* cf. *vera* Pessagno et Whalen: 18, 19 – ×150; 20 – ×100;
- 21 – *Pantanellium* sp., ×100;
- 22 – *Parvicingula* cf. *vera* Pessagno et Whalen, ×120;
- 23 – *Praecaneta* sp., ×100

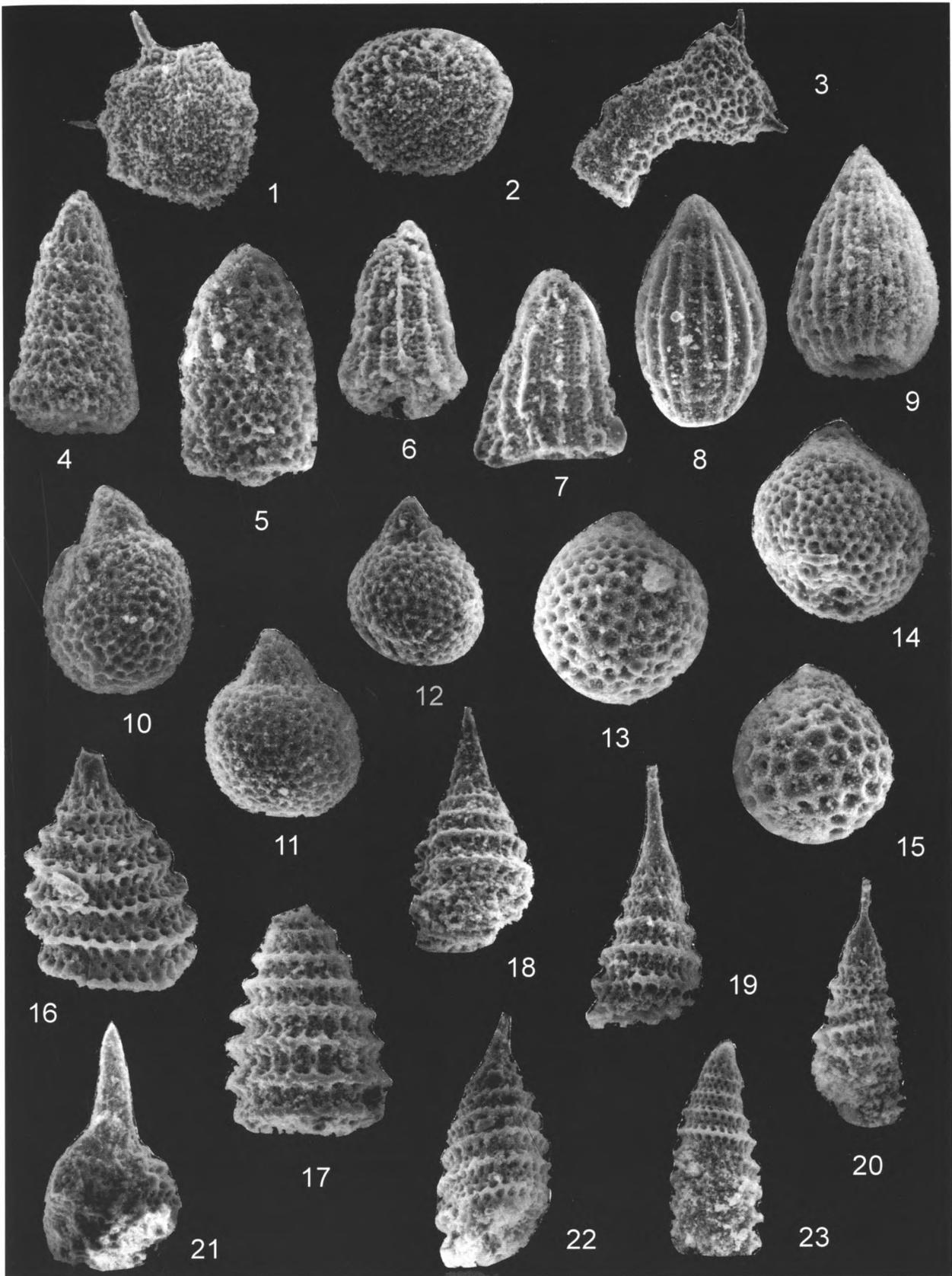


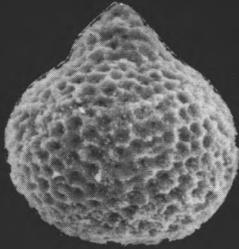
Таблица 2

Киммеридж?-титон-валанжинские радиолярии
из кремнистых пород вулканогенного комплекса хребта Омгон
(обр.О-8(2)-98, О-7(в)-98)

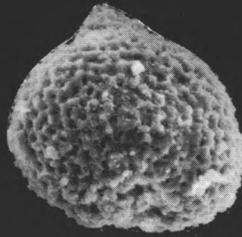
- 1–13 – обр.О-8(2)-98; 14–17 – О-7(в)-98)
1, 2 – *Tricolocapsa* sp. B, ×200;
3 – *Stichocapsa* sp., ×200;
4 – *Paronaella* ? sp., 100;
5 – *Parvicingula* sp., ×100;
6 – *Parvicingula* cf. *vera* Pessagno et Whalen, ×200;
7 – *Parvicingula* ? sp., ×150;
8 – *Parvicingula* sp., ×150;
9, 10 – *Thanarla* cf. *conica* Aliev, ×150;
11 – *Thanarla* cf. *pulchra* (Squinabol), ×200;
12 – *Thanarla* sp., ×200;
13 – *Archaeodictyomitra* sp., ×200;
14 – *Stichocapsa* cf. *robusta* Matsuoka, ×200;
15 – *Stichocapsa* sp., ×200;
16 – *Xitus* sp., ×120;
17 – *Parvicingula* sp., ×120



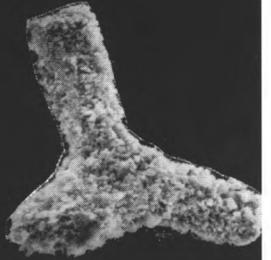
1



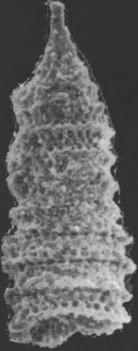
2



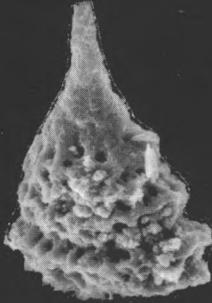
3



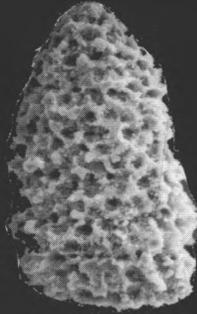
4



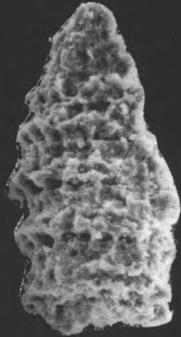
5



6



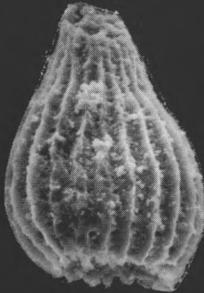
7



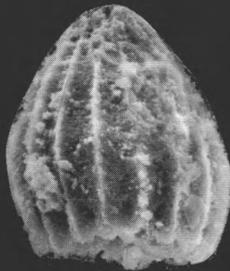
8



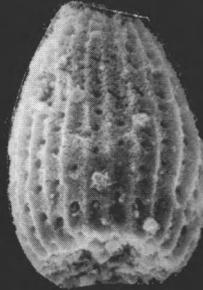
9



10



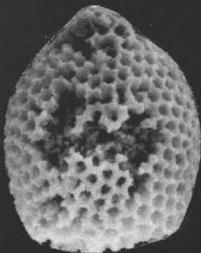
11



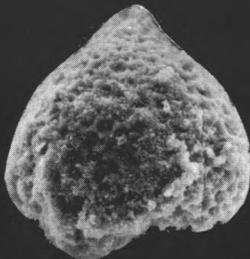
12



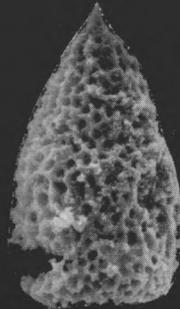
13



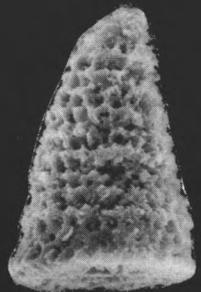
14



15



16



17

Таблица 3

Киммеридж?-титонские и титон-валанжинские радиолярии
из кремнистых пород вулканогенного комплекса хребта Омгон
(обр.О-8(3)-98, О-8(4)-98, О-8(5)-98, О-8(8)-98)

1–15 – обр.О-8(3)-98; 16–19 – О-8(4)-98; 20 - О-8(5)-98; 21–23 – О-8(8)-98

1 – *Sethocapsa* sp., ×200;

2 – *Syringocapsa* cf. *spinosa* (Squinabol), ×100;

3 – *Parvicingula vera* Pessagno et Whalen, ×120;

4, 5 – *Parvicingula boesii* (Parona), ×200;

6 – *Gongylothorax* cf. *favosus* Dumitrica, ×200;

7 – *Gongylothorax* ? sp., ×150;

8 – *Gongylothorax* sp., ×120;

9 – *Stichocapsa* cf. *robusta* Matsuoka, ×200;

10 – *Tritrabs* sp., ×100;

11, 12 – *Thanarla* aff. *conica* Aliev: 11 – ×200, 12 – ×150;

13 – *Thanarla* sp., ×200;

14 – *Archaeodictyomitra* aff. *amabilis* Aita, ×120;

15 – *Archaeodictyomitra* sp., ×100;

16–18 – *Parvicingula* cf. *vera* Pessagno et Whalen, ×100;

19 – *Parvicingula* sp., ×100;

20 – *Gongylothorax* sp., ×120;

21 – *Parvicingula* cf. *vera* Pessagno et Whalen, ×120;

22 – *Pantanellium* ? sp., ×100;

23 – *Crucella* sp., ×100

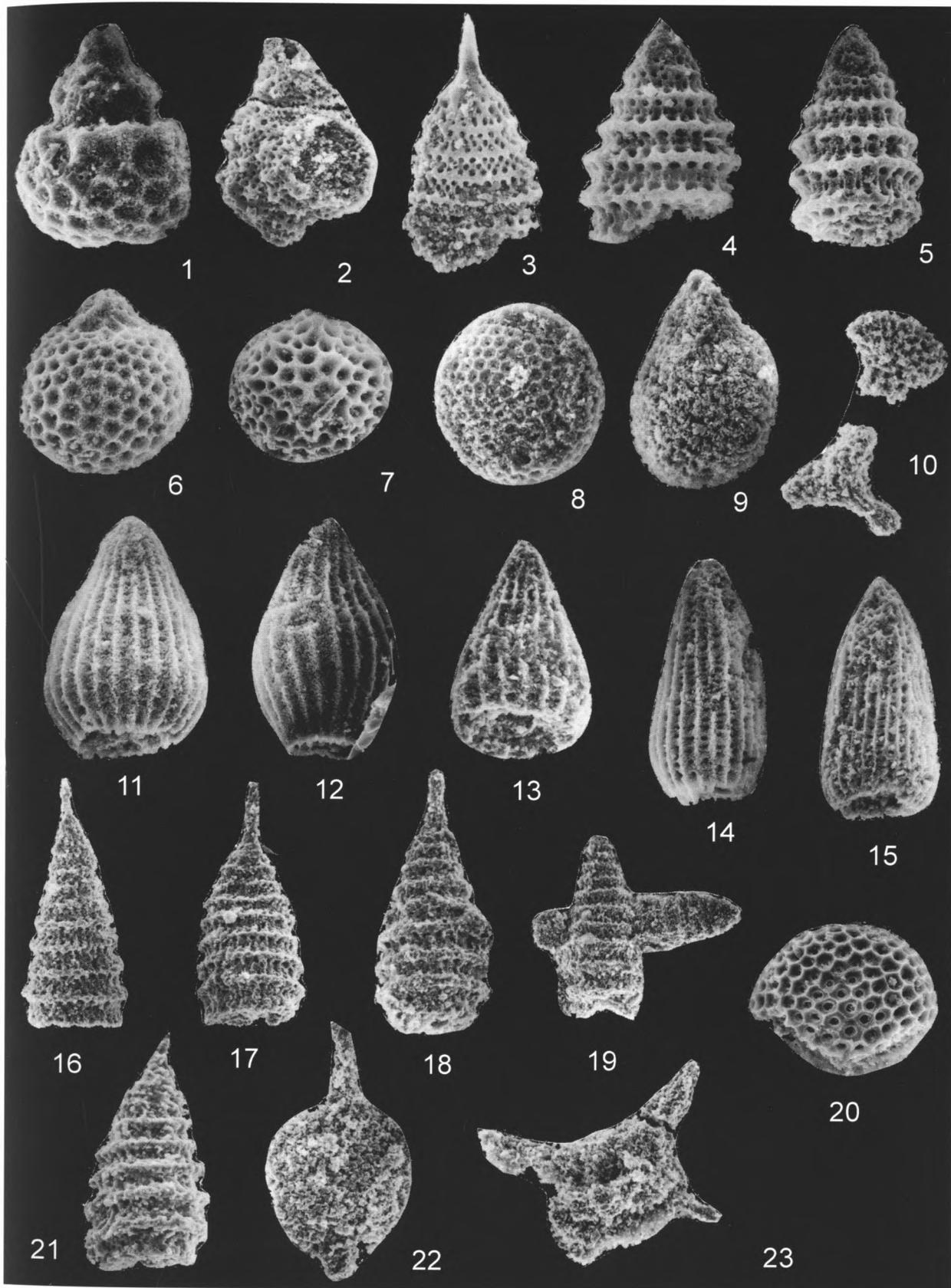


Таблица 4

Сантон-раннекампанская ассоциация радиоларий из бассейна р.Усть-Палана (1-10) и Кинкильского мыса (11-13), встреченная в образцах совместно с планктонными фораминиферами сантона

- 1 – *Pseudoaulophacus venadoensis* Pessagno, ×180, обр.202/01;
- 2, 3 – *Pseudoaulophacus floresensis* Pessagno, ×190, обр.202/01;
- 4 – *Orbiculiforma monticelloensis* Pessagno, ×160, обр.202/01;
- 5 – *O. quadrata* Pessagno, ×125, обр. 234/01;
- 6 – *Pseudoaulophacus* sp. cf. *P. lenticulatus* (White), ×155, обр. 234/01;
- 7 – *Dictyomitra densicostata* Pessagno, ×190, обр. 202/01;
- 8 – *D. urakawaensis* Taketani, ×275, обр. 202/01;
- 9 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), ×260, обр. 202/01;
- 10 – *Diacanthocapsa* aff. *euganea* Squinabol, ×110, обр. 234/01;
- 11 – *Stichomitra foraminosa* Taketani, ×325, обр. 171/01;
- 12 – *Dictyomitra* ex gr. *formosa* Squinabol, ×330, обр. 171/01;
- 13 – *Stichomitra* aff. *manifesta* Foreman, ×240, обр. 171/01

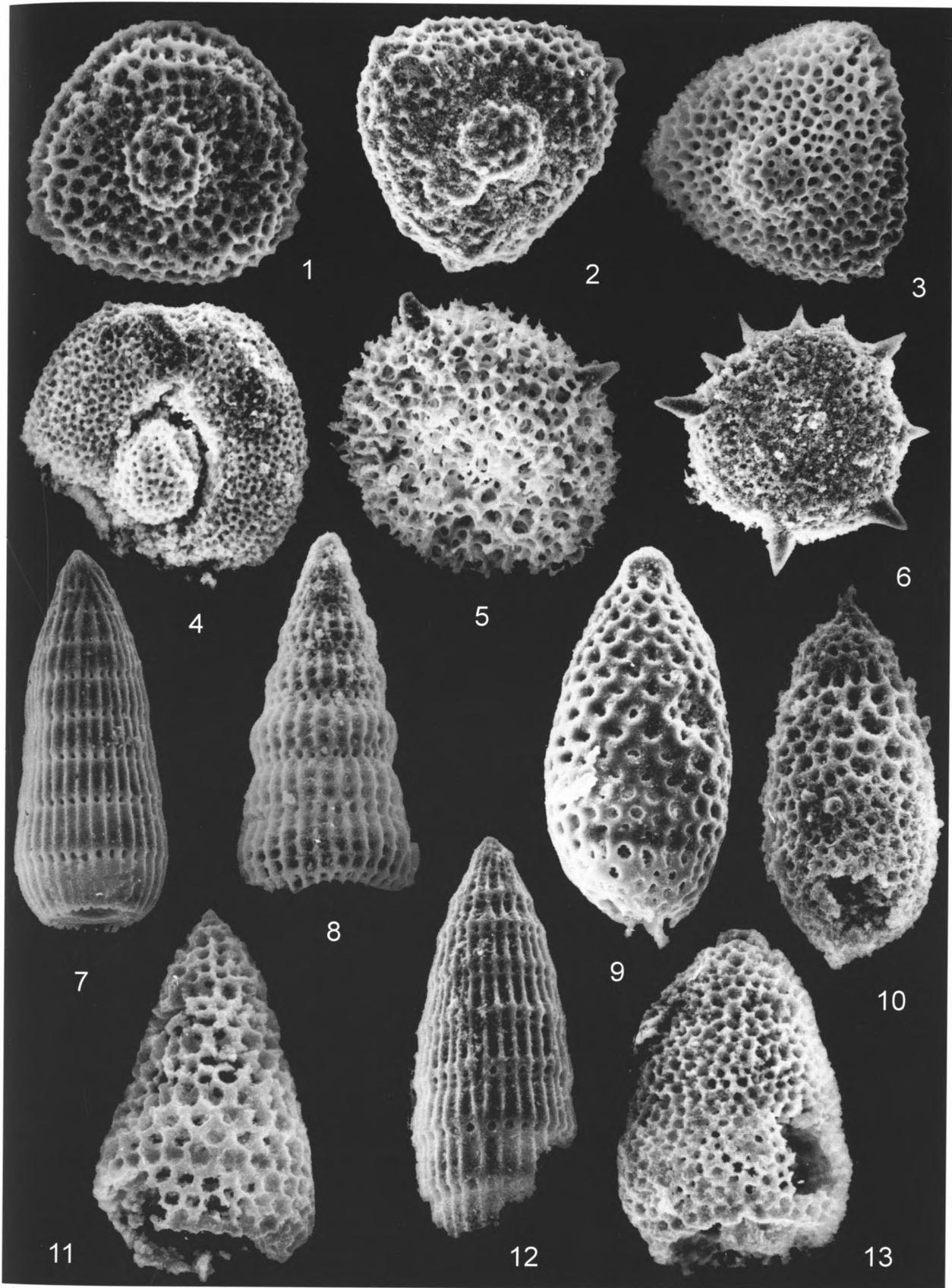
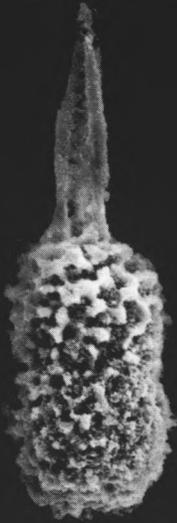


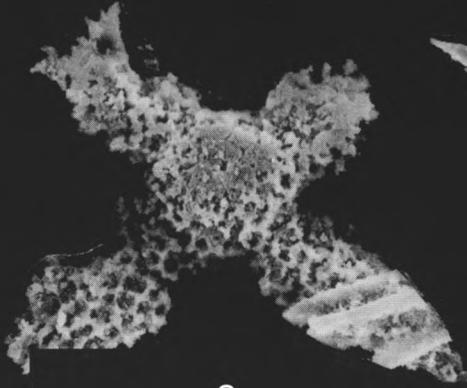
Таблица 5

Коньяк-раннесантонская ассоциация радиолярий из бассейна р.Усть-Палана (обр. 170/99 К)

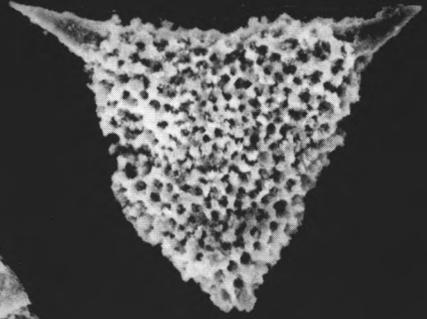
- 1 – *Archaeospongoprimum bipartitum* Pessagno, ×100;
- 2 – *Crucella plana* Pessagno, ×180;
- 3 – *Pseudoaulophacus praefloresensis* Pessagno, ×200;
- 4 – *Lipmanium ? sacramentoensis* Pessagno, ×200;
- 5, 6 – *Dictyomitra urakawaensis* Taketani: 5 – ×200, 6 – ×200;
- 7 – *Dictyomitra densicostata* Pessagno, ×200;
- 8 – *Amphipyndax ellipticus* Nakaseco et Nishimura, ×180;
- 9, 10 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark): 9 – ×200, 10 – ×200;
- 11 – *Cornutella californica* Campbell et Clark, ×210



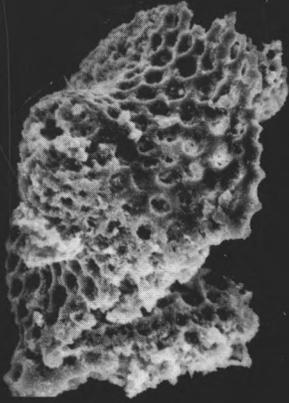
1



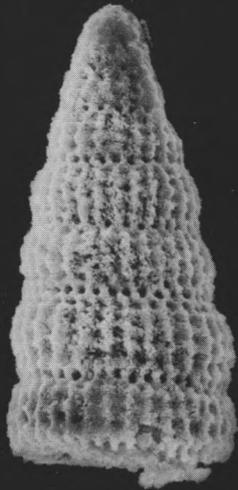
2



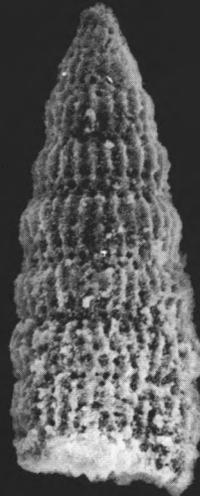
3



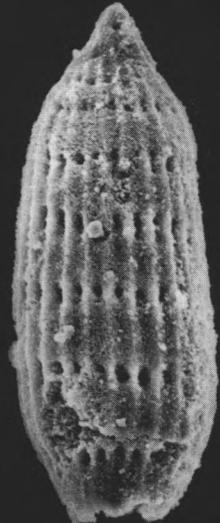
4



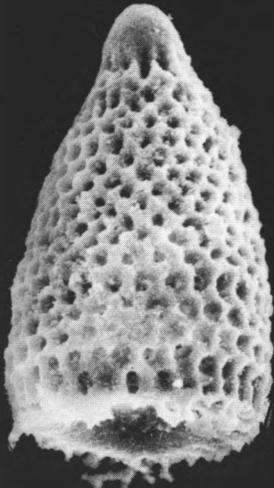
5



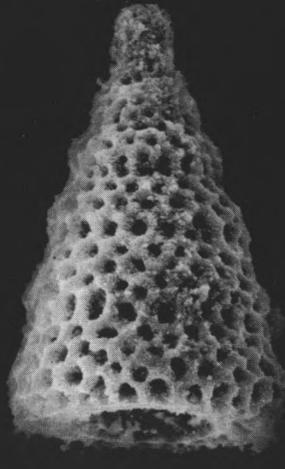
6



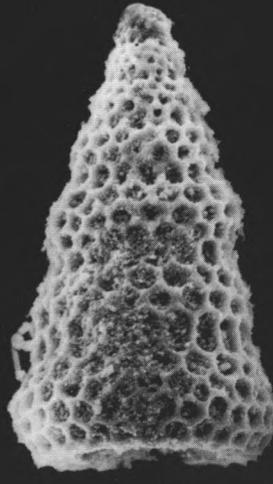
7



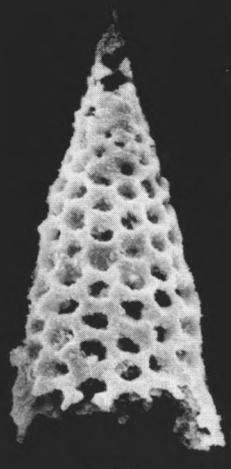
8



9



10

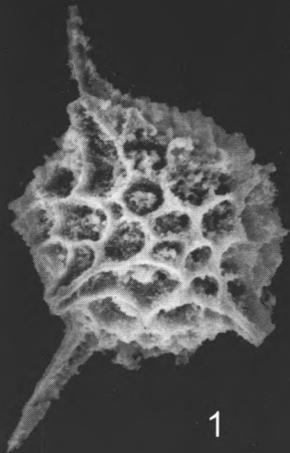


11

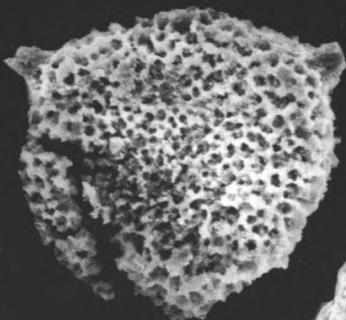
Таблица 6

Коньяк-раннесантонская ассоциация радиолярий из бассейна р.Усть-Палана (обр. 171/99)

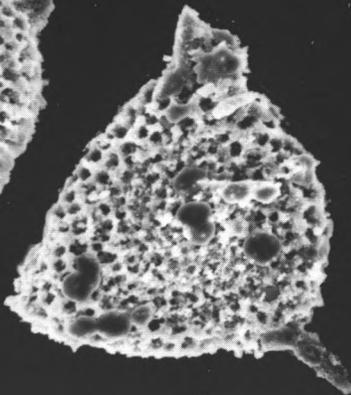
- 1 – *Actinomma* sp., ×200;
- 2 – *Pseudoaulophacus* aff. *floresensis* Pessagno, ×200;
- 3 – *Pseudoaulophacus* ex gr. *praefloresensis* Pessagno, ×200;
- 4 – *Dictyomitra densicostata* Pessagno, ×180;
- 5 – *Dictyomitra* cf. *multicostata* Zittel, ×200;
- 6 – *Archaeodictyomitra* cf. *squinaboli* Pessagno, ×200;
- 7 – *Stichomitra* ex gr. *manifesta* Foreman, ×200;
- 8 – *Stichomitra* aff. *communis* Squinabol, ×250;
- 9 – *Stichomitra* ex gr. *communis* Squinabol, ×200;
- 10 – *Stichomitra* sp., ×200;
- 11 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. A. Vishnevskaya, ×250;
- 12 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. B. Vishnevskaya, ×200



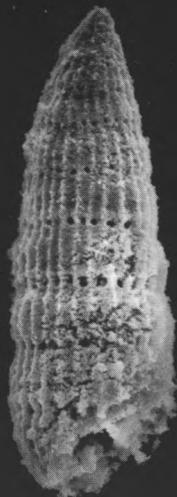
1



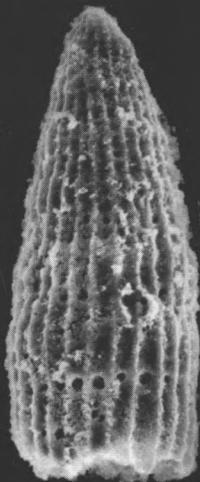
2



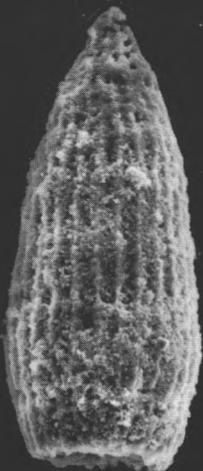
3



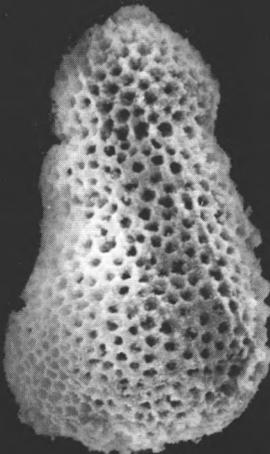
4



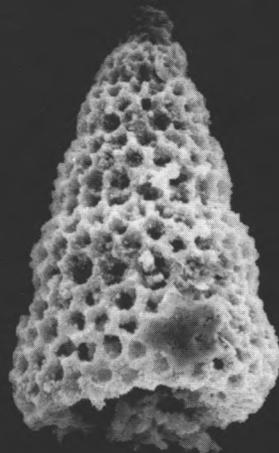
5



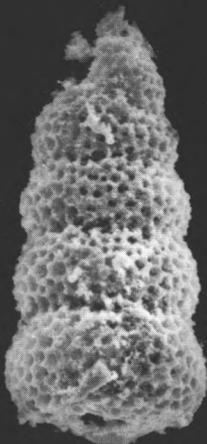
6



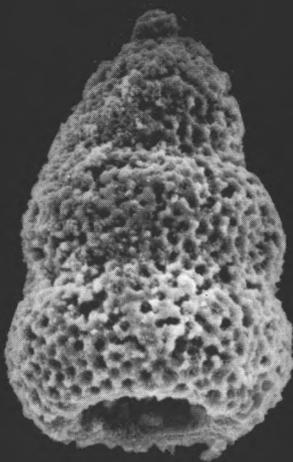
7



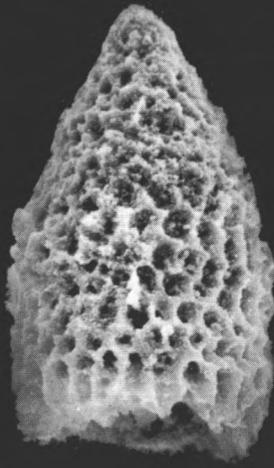
8



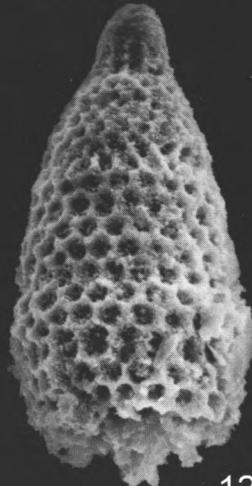
9



10



11



12

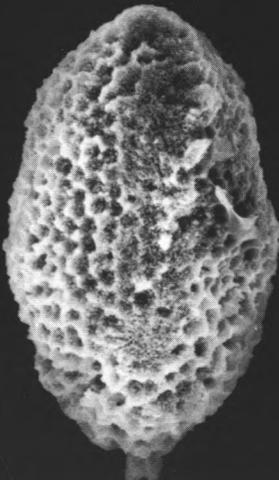
Таблица 7

Коньяк-раннекампанская ассоциация радиолярий из бассейна р.Усть-Палана (обр. 175/99)

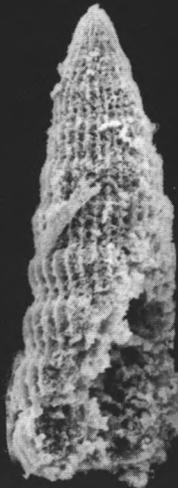
- 1 – *Actinomma* sp., ×200;
- 2 – *Theocapsomma* aff. *amphora* (Campbell et Clark), ×280;
- 3 – *Dictyomitra densicostata* Pessagno, ×150;
- 4 – *Dictyomitra* cf. *multicostata* Zittel, ×200;
- 5 – *Archaeodictyomitra* cf. *quinaboli* Pessagno, ×210;
- 6 – *Stichomitra* ex gr. *manifesta* Foreman, ×300;
- 7 – *Stichomitra* ex gr. *manifesta* Foreman, ×300;
- 8 – *Stichomitra* sp., ×250;
- 9 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. A. Vishnevskaya, ×200;
- 10 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. A. Vishnevskaya, ×200;
- 11 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. B. Vishnevskaya, ×250;
- 12 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. A. Vishnevskaya, ×200



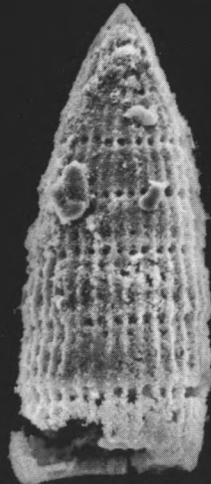
1



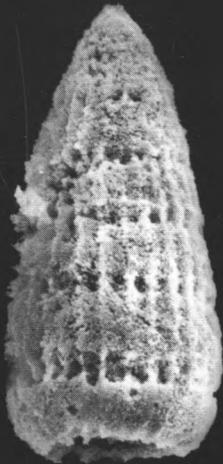
2



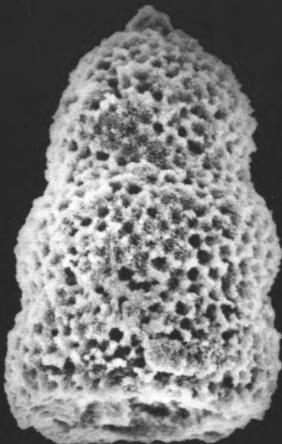
3



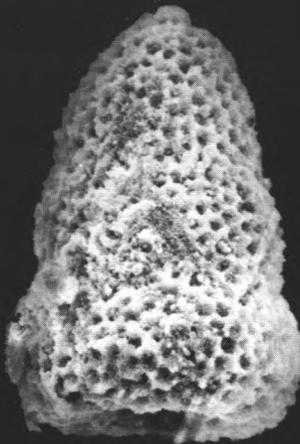
4



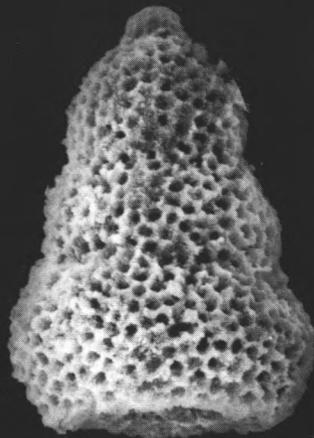
5



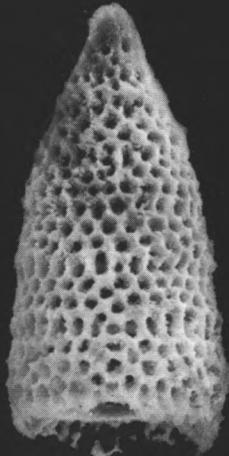
6



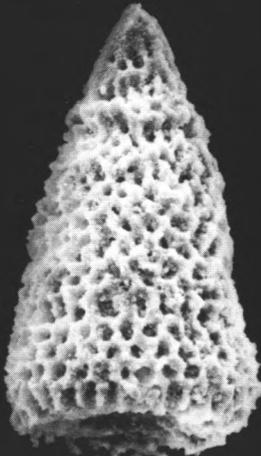
7



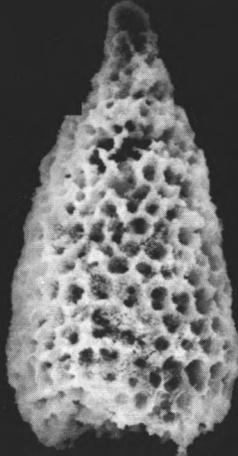
8



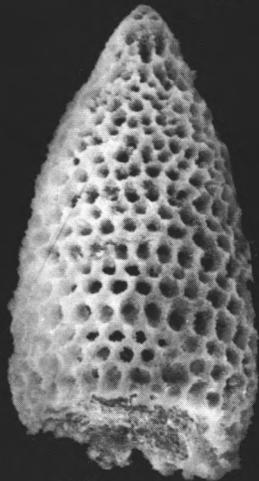
9



10



11



12

Таблица 8

Коньяк-сантонская ассоциация фораминифер из бассейна р.Усть-Палана

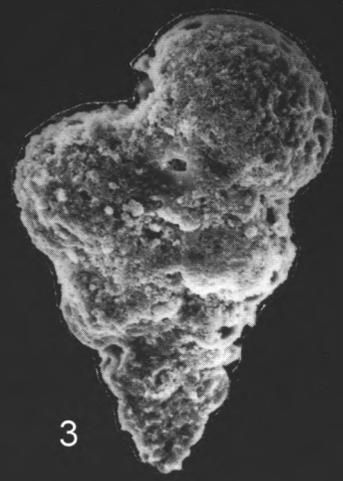
- 1 – *Heterohelix reussi* (Cushman), ×210, обр.173/99;
- 2, 3 – *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), ×160, 150, обр.173/99;
- 4 – *Archaeoglobigerina bosquensis* Pessagno, ×130, обр.173/99;
- 5 – *Hedbergella holmdelensis* Olsson, ×200, обр.173/99;
- 6 – *Hedbergella delrioensis* (Carsey), ×220, обр.159/99;
- 7, 8 – *Hedbergella* aff. *holmdelensis* Olsson; ×200, 210, обр.159/99;
- 9, 10 – *Globigerinelloides ultramicra* (Subbotina), ×200, 190, обр.159/99;
- 11, 12 – *Archaeoglobigerina* aff. *bosquensis* Pessagno, ×210, обр.159/99



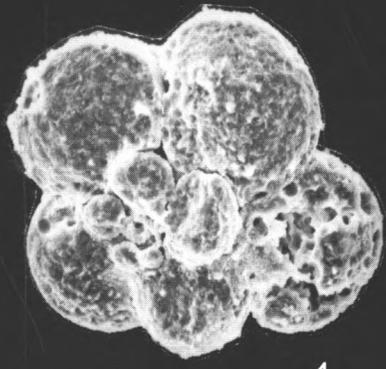
1



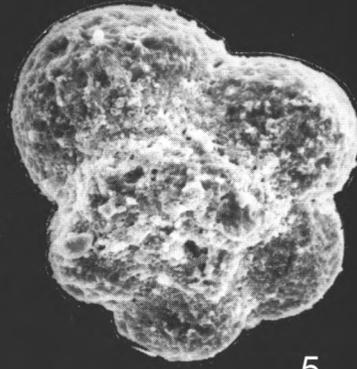
2



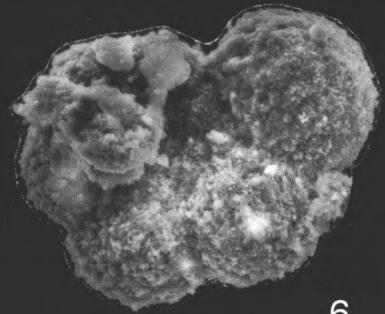
3



4



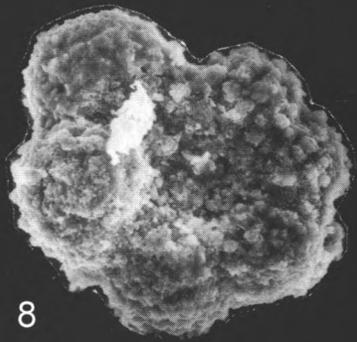
5



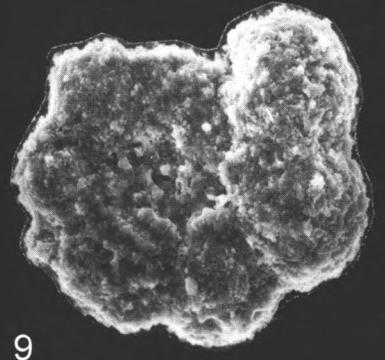
6



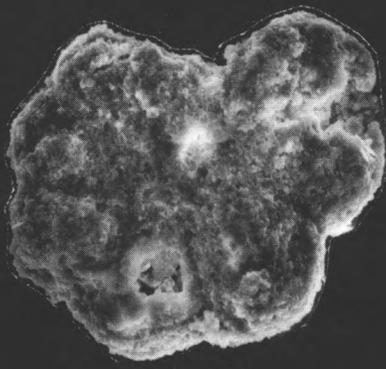
7



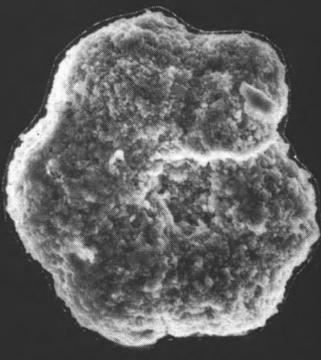
8



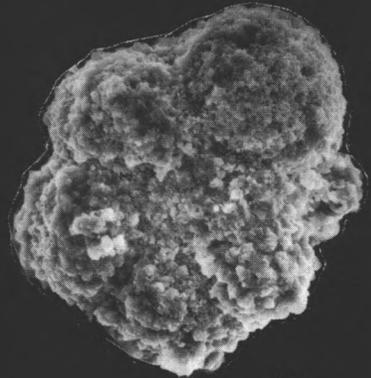
9



10



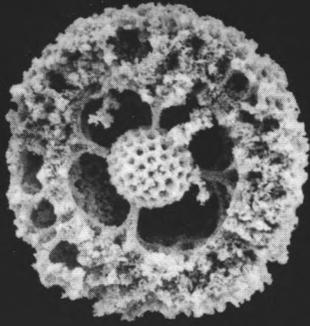
11



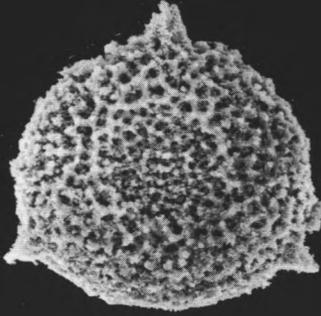
12

Таблица 9
Коньяк-раннекампанская ассоциация радиолярий горы Ируней
(обр. 59(1)/99 ДИ)

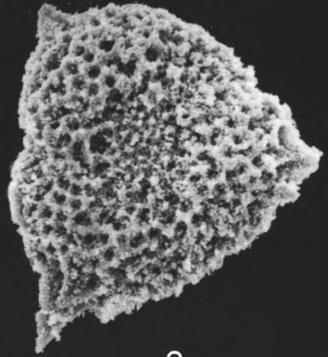
- 1 – *Cromyosphaera* (?) *tschurini* Lipman, ×100;
- 2 – *Pseudoaulophacus* aff. *floresensis* Pessagno, ×150;
- 3 – *Pseudoaulophacus* aff. *floresensis* Pessagno, ×120;
- 4 – *Orbiculiforma* (?) *sempiterna* Pessagno, ×100;
- 5 – *Orbiculiforma* (?) sp., ×200;
- 6 – *Orbiculiforma* ex gr. *persenex* Pessagno, ×120;
- 7 – *Dorypyle* cf. *ovoidea* (Squinabol), ×200;
- 8 – *Dictyomitra densicostata* Pessagno, ×200;
- 9 – *Dictyomitra densicostata* Pessagno, ×200;
- 10 – *Archaeodictyomitra* (?) *squinaboli* Pessagno, ×200



1



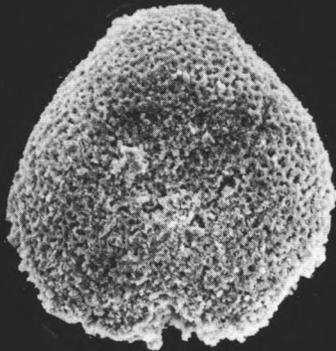
2



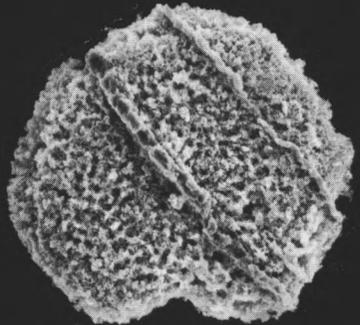
3



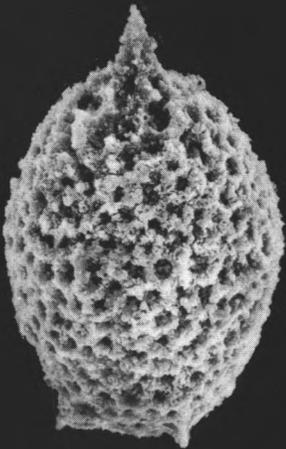
4



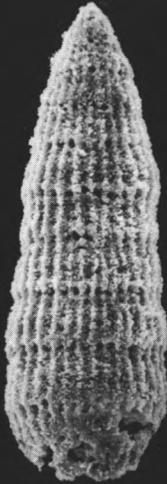
5



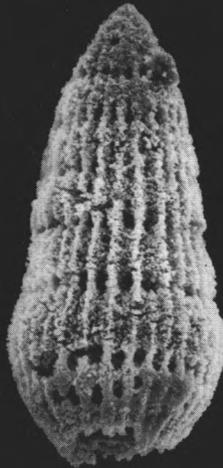
6



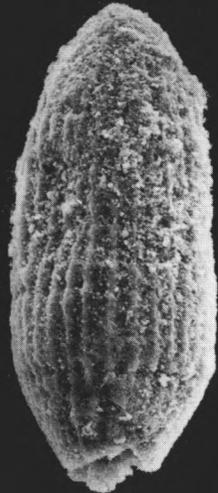
7



8



9

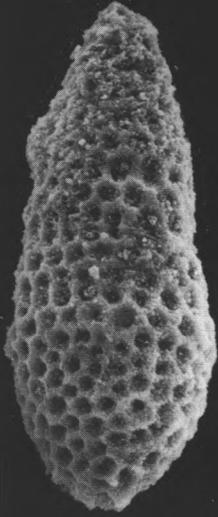


10

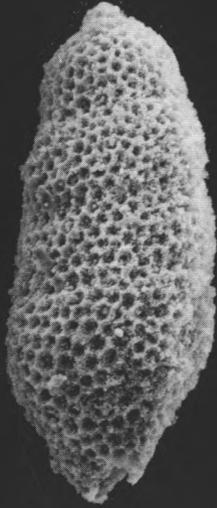
Таблица 10

Коньяк-раннекампанская ассоциация радиолярий горы Ируней
(обр. 59(1)/99 ДИ (1-7), обр. 59(3)/99 ДИ (8-11))

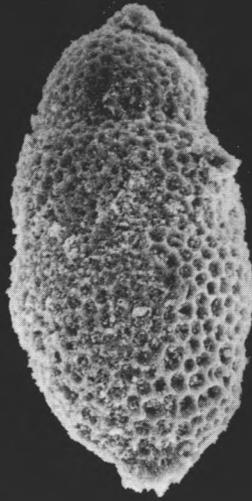
- 1 – *Stichomitra* cf. *livermorensis* (Campbell et Clark), ×200;
- 2 – *Stichomitra manifesta* (Campbell et Clark), ×200;
- 3 – *Stichomitra manifesta* (Campbell et Clark), ×200;
- 4 – *Stichomitra* sp., ×200;
- 5 – *Stichomitra* sp., ×200;
- 6 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. A. Vishnevskaya, ×200;
- 7 – *Stichomitra* sp., ×300;
- 8 – *Amphipyndax* (?) *stocki* (Campbell et Clark) var. A. Vishnevskaya, ×200;
- 9 – *Dictyomitra densicostata* Pessagno, ×200;
- 10 – *Archaeodictyomitra* cf. *squinaboli* Pessagno, ×200;
- 11 – *Dictyomitra* sp., ×180



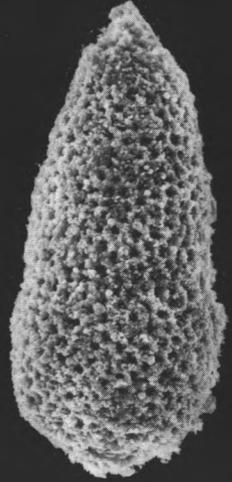
1



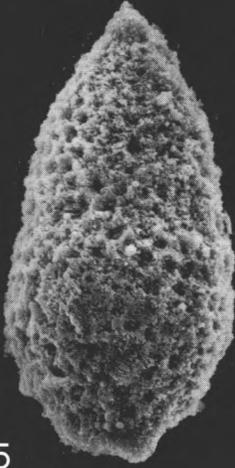
2



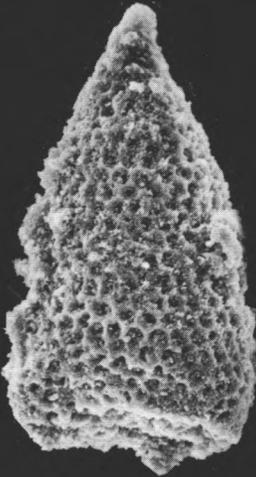
3



4



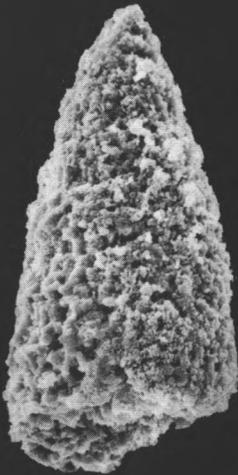
5



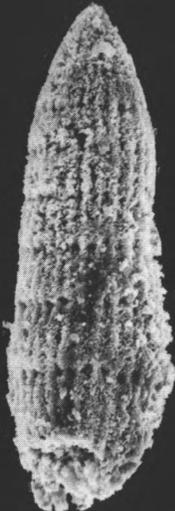
6



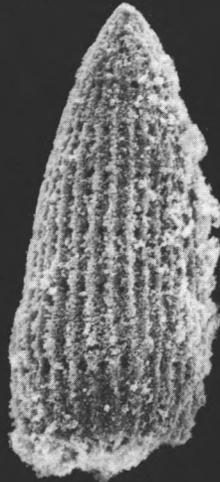
7



8



9



10

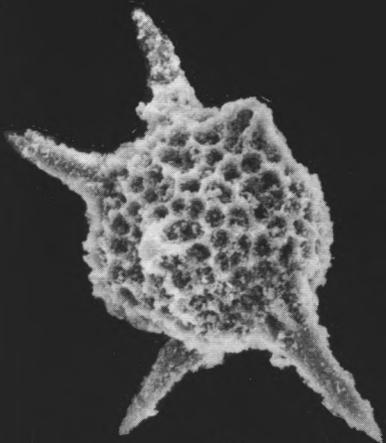


11

Таблица 11

Коньяк-раннекампанская ассоциация радиолярий из бассейна р. Тихая (обр. 64/00 ДН)

- 1 – *Actinomma* (?) *davisensis* Pessagno, ×200;
- 2 – *Cromyosphaera* (?) *vivenkensis* Lipman, ×100;
- 3 – *Cromyosphaera* (?) *vivenkensis* Lipman, ×100;
- 4, 5 – *Stylodruppa* ex gr. *bogdanovi* sp.nov., ×200;
- 6 – *Protoxiphotractus* cf. *perplexus* Pessagno, ×210;
- 7 – *Crucella* cf. *cachensis* Pessagno, ×100;
- 8 – *Orbiculiforma* ex gr. *persenex* Pessagno, ×110;
- 9 – *Pseudaulophacus* aff. *praeflorensis* Pessagno, ×250



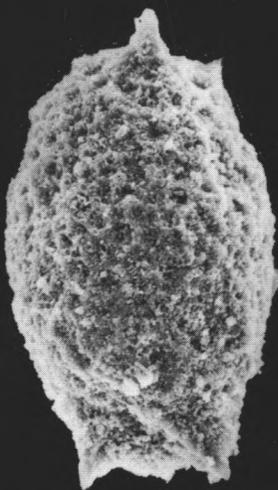
1



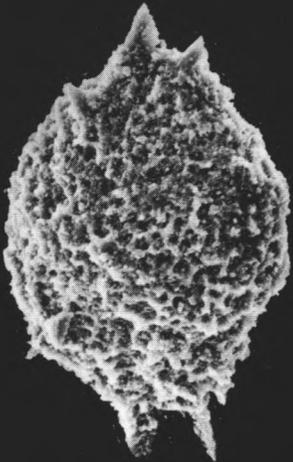
2



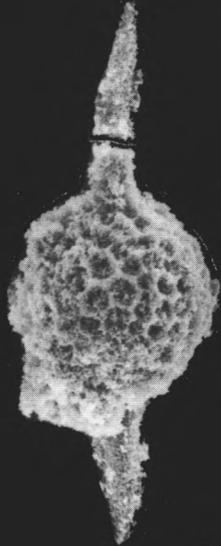
3



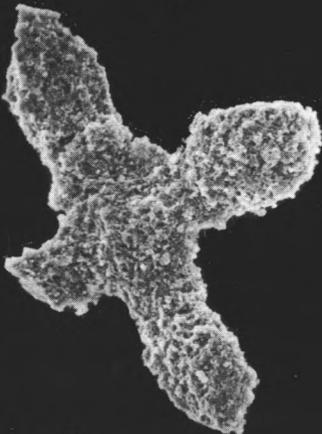
4



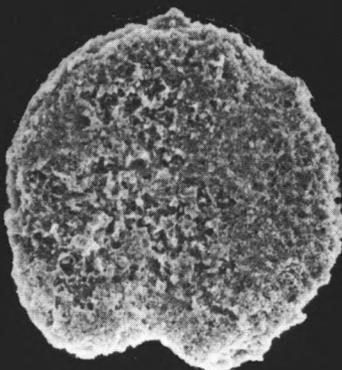
5



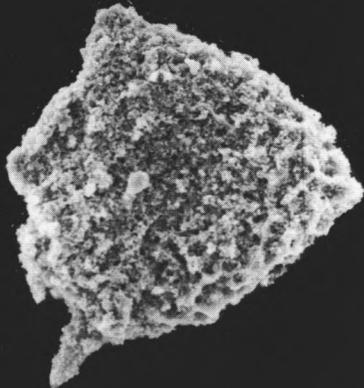
6



7



8

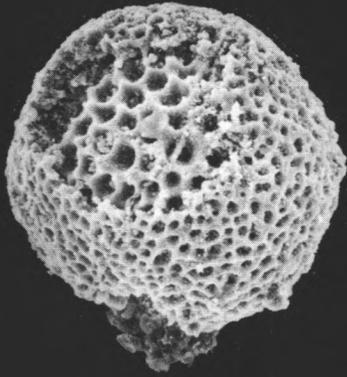


9

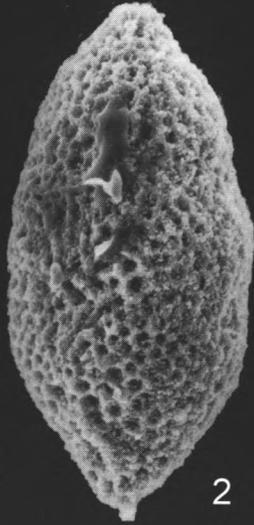
Таблица 12

Коньяк-раннекампанская ассоциация радиолярий из бассейна р. Тихая (обр. 64/00 ДН)

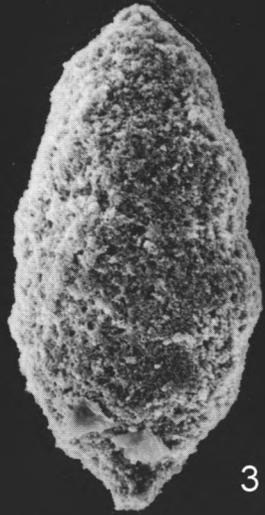
- 1 – *Heliodiscus borealis* Vishnevskaya, ×100;
- 2 – *Distylocapsa* ex gr. *squama* O'Dogherty, ×200;
- 3 – *Dictyomitra* ex gr. *squama* O'Dogherty, ×210;
- 4 – *Dictyomitra multicostata* Zittel, ×200;
- 5 – *Dictyomitra* ex gr. *multicostata* Zittel, ×200;
- 6 – *Stichomitra* aff. *livermorensis* (Campbell et Clark), ×200;
- 7 – *Stichomitra* aff. *livermorensis* (Campbell et Clark), ×200;
- 8 – *Stichomitra* aff. *livermorensis* (Campbell et Clark), ×200;
- 9 – *Stichomitra* aff. *livermorensis* (Campbell et Clark), ×200;
- 10 – *Stichomitra* sp., ×200



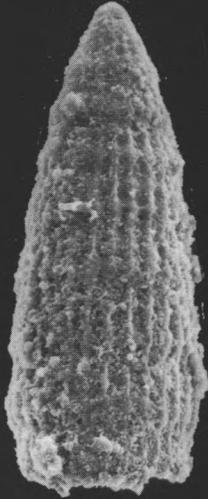
1



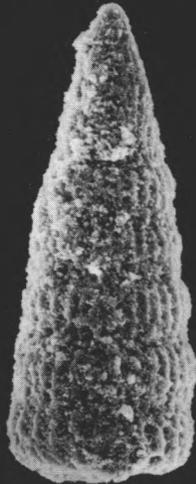
2



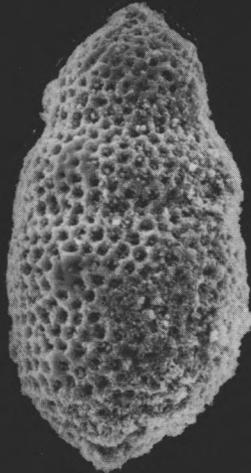
3



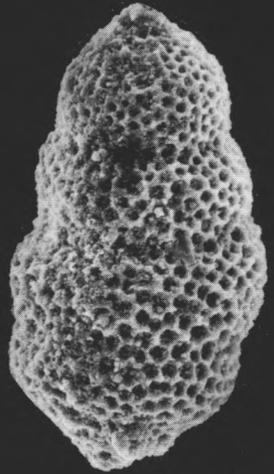
4



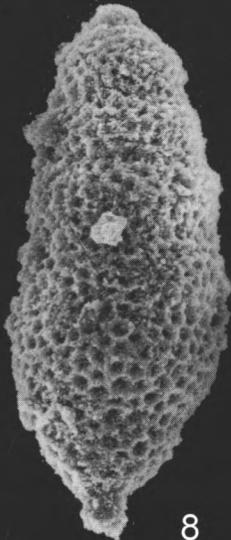
5



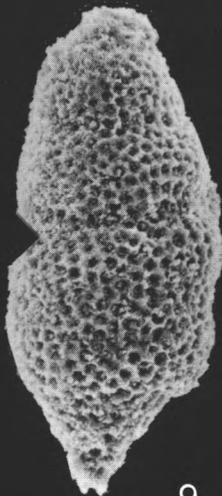
6



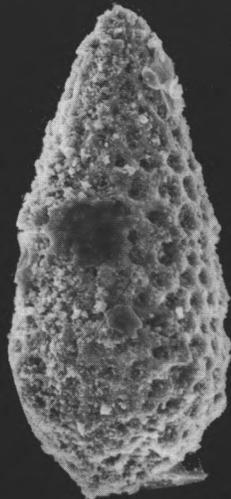
7



8



9



10

Таблица 13

Коньяк-раннекампанская ассоциация радиолярий из бассейна р. Тихая (обр. 64/00 ДН)

- 1 – *Cromyosphaera tschurini* Lipman, ×100;
- 2 – *Cromyosphaera vivenkensis* Lipman, ×100;
- 3 – *Pseudoaulophacus* aff. *floresensis* Pessagno, ×200;
- 4 – *Orbiculiforma* sp. A., ×120;
- 5 – *Multastrum* sp., ×100;
- 6 – *Multastrum flos* Vishnevskaya, ×75;
- 7, 8 – *Multastrum* sp.: 7 – ×150, 8 – ×100;
- 9 – *Orbiculiforma persenex* Pessagno, ×150;
- 10 – *Xitus asymbatus* (Foreman), ×190;
- 11 – *Distylocapsa squama* O'Dogherty, ×200;
- 12 – *Stichomitra livermorensis* (Campbell et Clark), ×200;
- 13 – *Stichomitra manifesta* Foreman, ×200

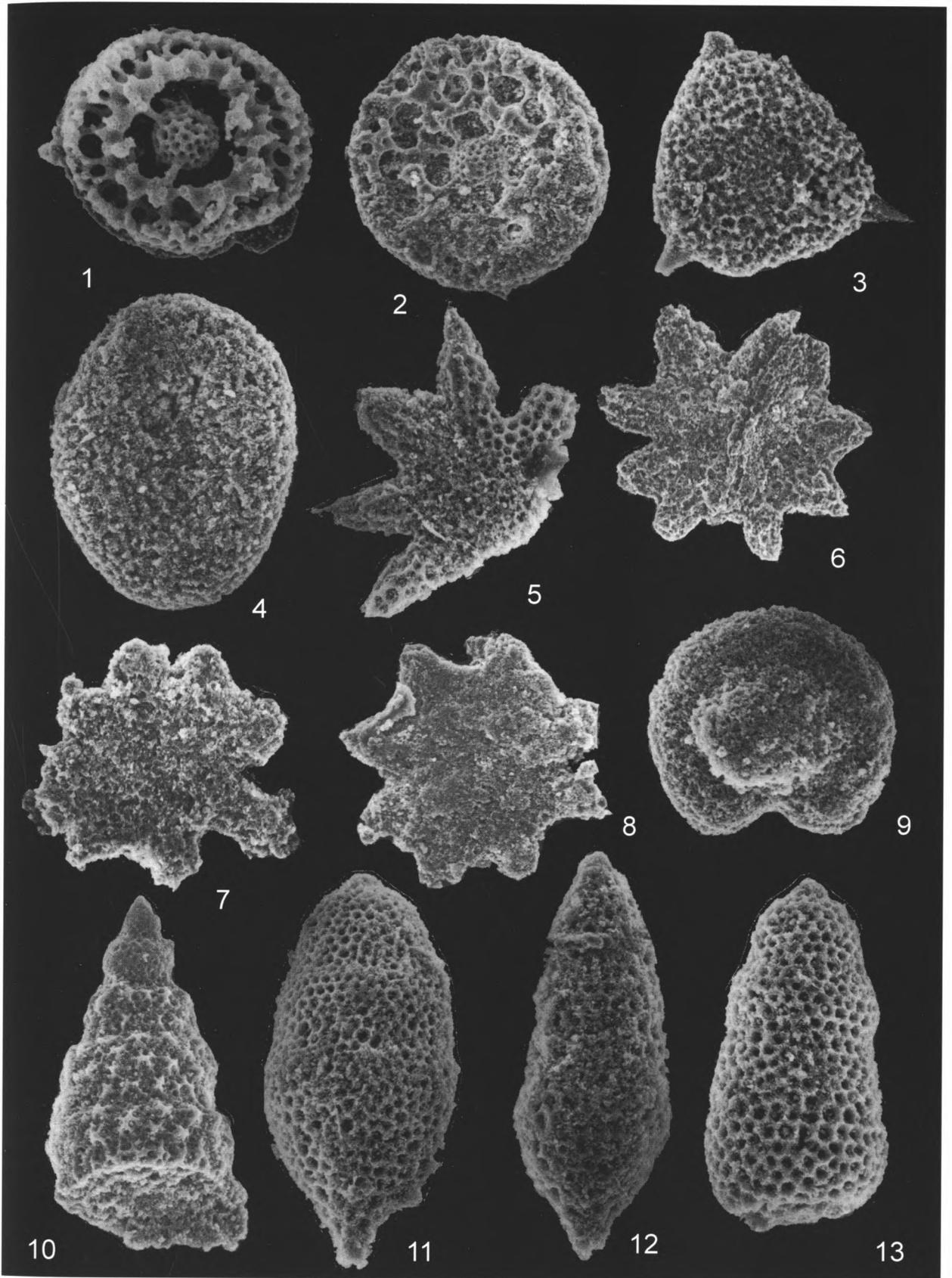
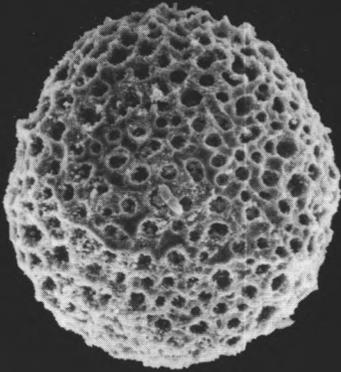


Таблица 14

Сантон-раннекампанская ассоциация радиолярий из бассейна р. Рассошина. (обр. 18/00 RD)

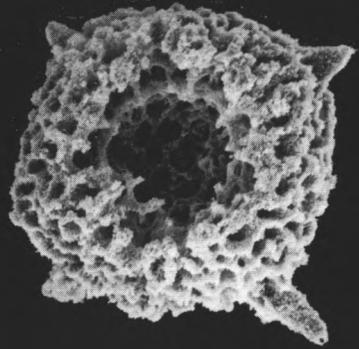
- 1 – *Heliodiscus* sp., ×100;
- 2 – *Cromyosphaera* (?) *vivenkensis* Lipman, ×100;
- 3 – *Spongostaurus* (?) *hokkaidoensis* Taketani, ×100;
- 4 – *Dictyomitra densicostata* Pessagno, ×150;
- 5 – *Dictyomitra* ex gr. *multicostata* Zittel, ×150;
- 6 – *Stichomitra* cf. *manifesta* Foreman, ×200;
- 7 – *Stichomitra* cf. *manifesta* Foreman, ×200;
- 8 – *Stichomitra* cf. *manifesta* Foreman, ×200;
- 9 – *Xitus* ex gr. *asymbatos* (Foreman), ×150;
- 10 – *Amphipyndax* cf. *stocki* (Campbell et Clark), ×200;
- 11 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. A. Vishnevskaya, ×150



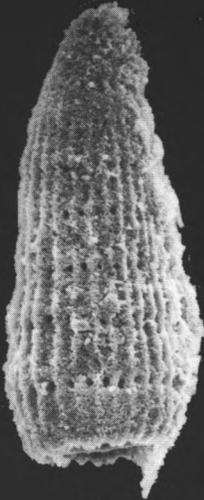
1



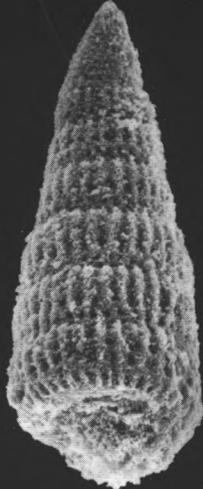
2



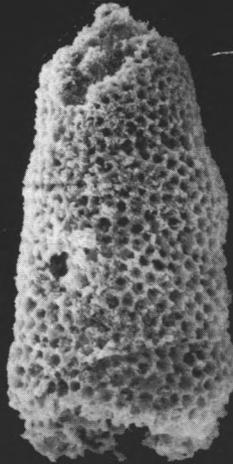
3



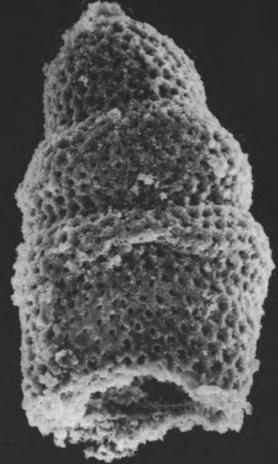
4



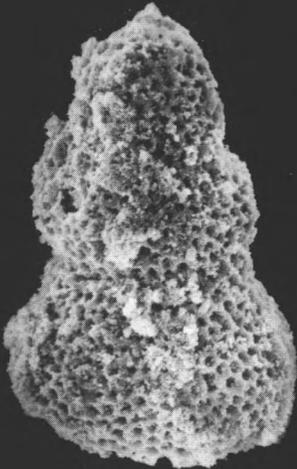
5



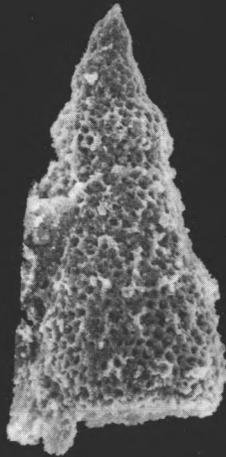
6



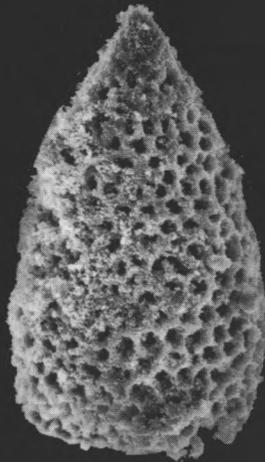
7



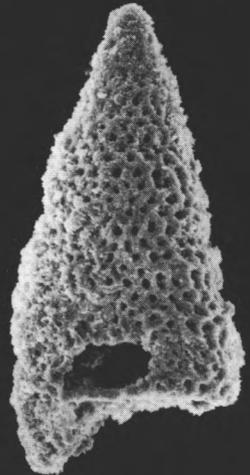
8



9



10

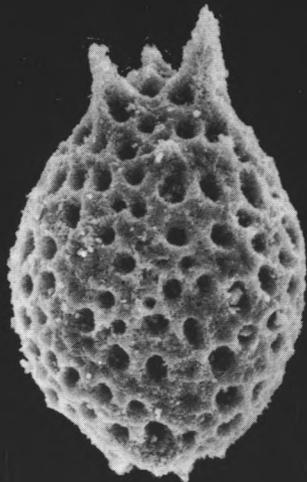


11

Таблица 15

Сантон-раннекампанская ассоциация радиолярий из бассейна р. Рассошина. (обр. 20/00 RD)

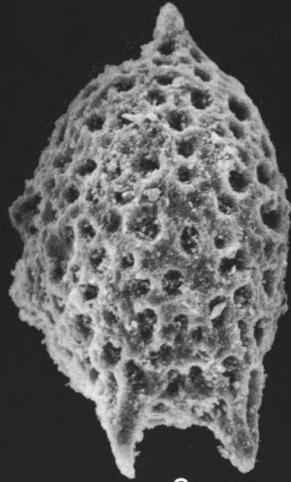
- 1, 2 – *Stylodruppa bogdanovi* sp. nov.: 1 – ×250, 2 – ×300;
- 3 – *Stylodruppa bogdanovi* sp. nov., ×250;
- 4 – *Phaseliforma carinata* Pessagno, ×150;
- 5 – *Amphipyndax* sp. ×150;
- 6 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), ×110;
- 7 – *Stichomitra manifesta* Foreman, ×180;
- 8 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. A. Vishnevskaya, ×120;
- 9 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. B. Vishnevskaya, ×110;
- 10 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. B. Vishnevskaya, ×110



1



2



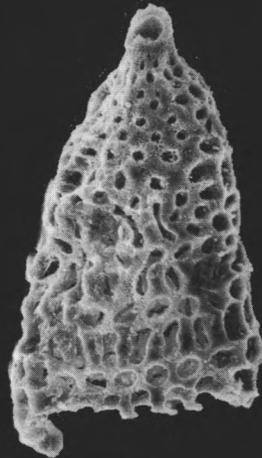
3



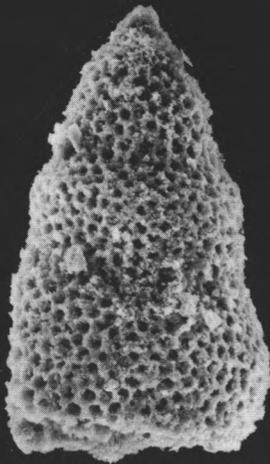
4



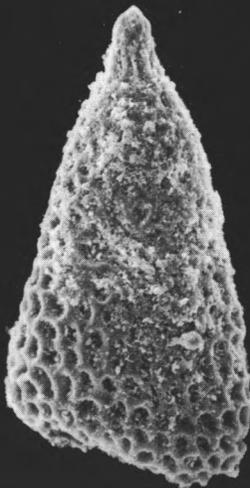
5



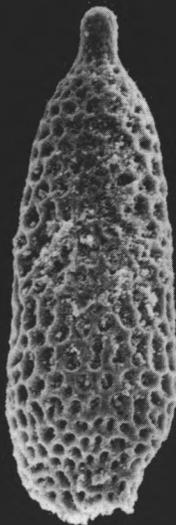
6



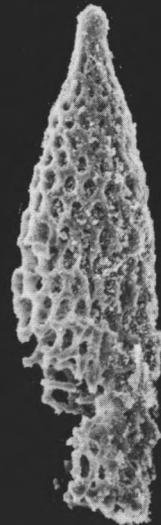
7



8



9



10

Таблица 16

Сантон-раннекампанская ассоциация радиолярий из бассейна р. Рассошина

- 1 – *Cromyosphaera tschurini* Lipman, ×110, обр.RD 18/00;
- 2, 3 – *Phaseliforma* cf. *carinata* Pessagno: 2 – ×250, 3 – ×100, обр.RD 20/00;
- 4 – *Dictyomitra densicostata* Pessagno, ×110, обр.RD 18/00;
- 5 – *Stichomitra* cf. *manifesta* Foreman, ×180, обр.RD 18/00;
- 6, 7 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark): 6 – ×120, обр.RD 18/00, 7 – ×100, обр.RD 20/00;
- 8 – *Amphipyndax awaensis* Nakaseko et Nishimura, ×100, обр.RD 18/00;
- 9–11 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark): 9 – ×150, 10 – ×100, обр.RD 20/00, 11 – ×120, обр.RD 18/00



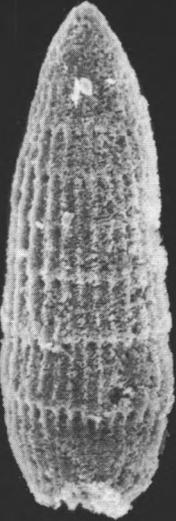
1



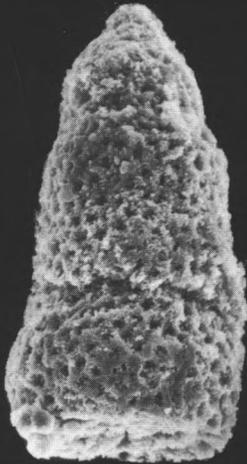
2



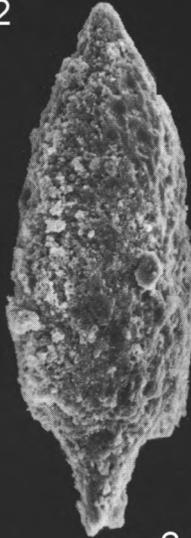
3



4



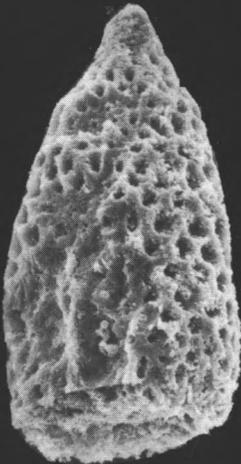
5



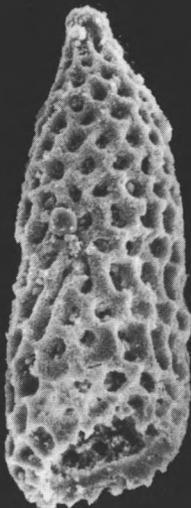
6



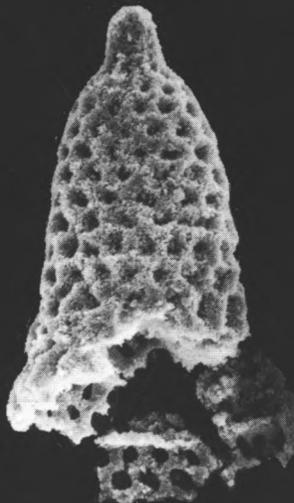
7



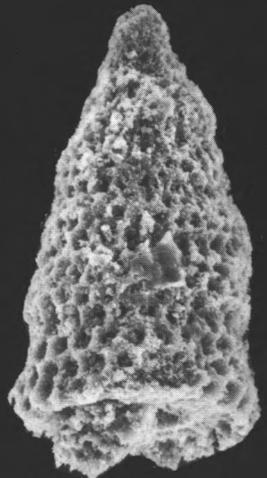
8



9



10



11

Таблица 17

Кампанская ассоциация радиолярий из бассейна р. Усть-Палана (обр. 134/01)

- 1** – *Phaseliforma* cf. *subcarinata* Pessagno, ×160;
2, 3 – *Lithomespilus* aff. *coronatus* (Squinabol), ×270, ×160;
4–6, 8, 10 – *Protoxiphotractus* cf. *perplexus* Pessagno, 4 – ×160, 5 – ×185, 6 – ×285, 8 – ×250, 10 – ×210;
7 – *Praestylosphaera hastata* (Campbell et Clark), ×210;
9, 11 – *Cornutella californica* Campbell et Clark: 9 – ×330, 11 – ×285; **1**
2 – *Coniforma* ? *antiochensis* Pessagno, ×230;
13 – *Stichomitra livermorensis* (Campbell et Clark), ×150;
14 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), ×230;
15 – *Theocapsomma* sp., ×275

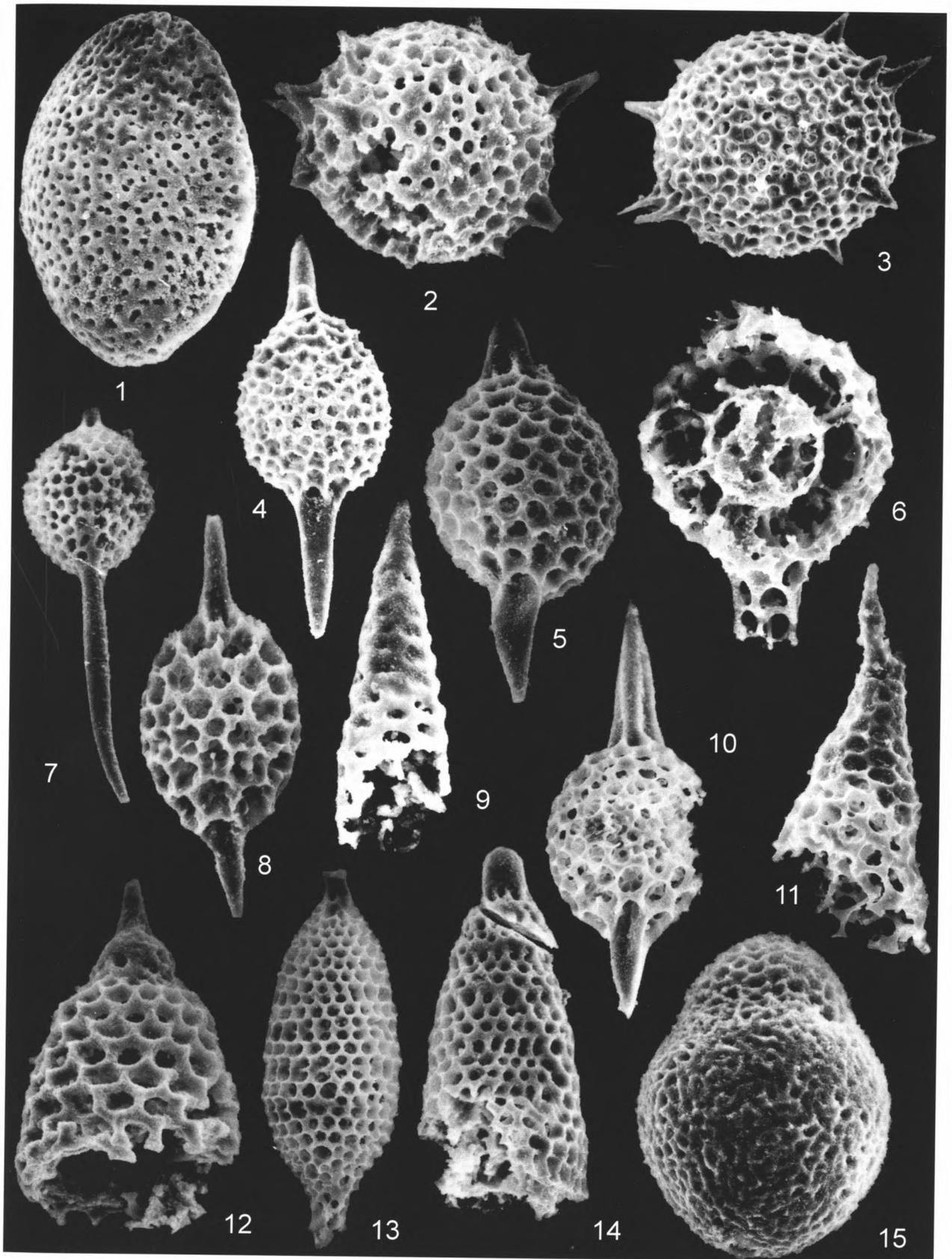
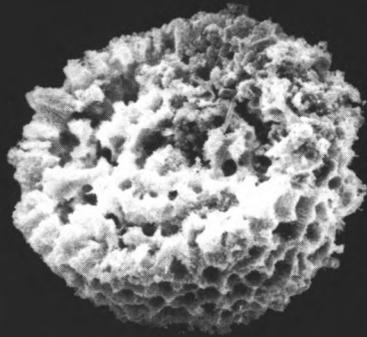


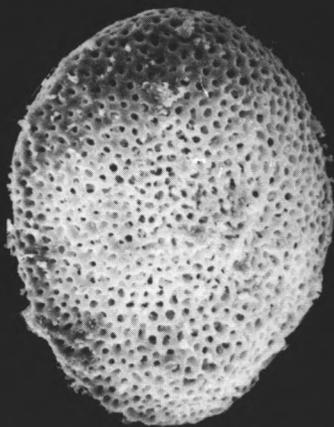
Таблица 18

Кампан-маастрихтская радиоляриевая ассоциация бассейна р. Палана (обр. 194/01)

- 1** – *Cromyosphaera vivenkensis* Lipman, ×180;
- 2** – *Phaseliforma laxa* Pessagno, ×120;
- 3** – *Protoxiphotractus perplexus* Pessagno, ×300;
- 4** – *Stichomitra livermorensis* (Campbell et Clark), ×350;
- 5–7** – *Lithostrobos ? natlandi* Campbell et Clark: 5 – ×220, 6 – ×250, 7 – ×310;
- 8** – *Diacanthocapsa* sp., ×220;
- 9** – *Clathrocyclas* sp., ×300;
- 10, 11** – *Cornutella californica* Campbell et Clark: 10 – ×250, 11 – ×200



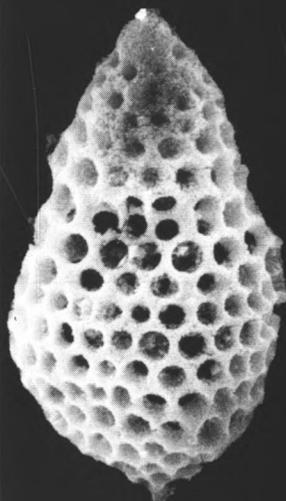
1



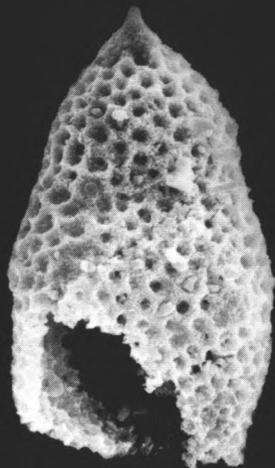
2



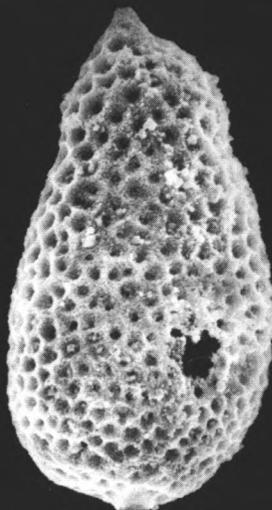
3



4



5



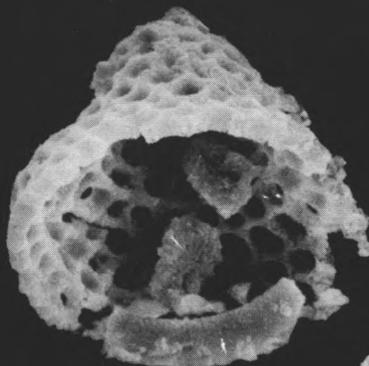
6



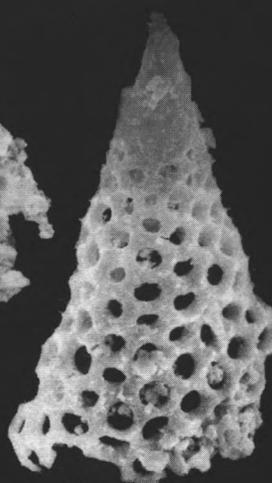
7



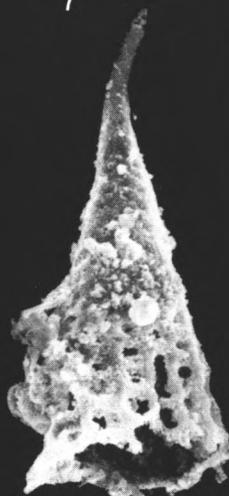
8



9



10

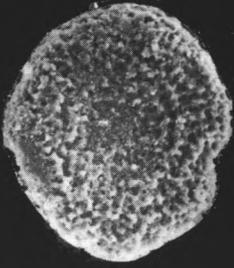


11

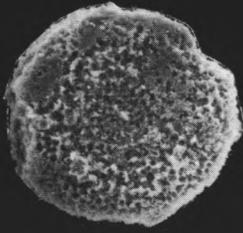
Таблица 19

Позднекампан-маастрихтские радиоларии
из кремнистых прослоев вулканогенной толщи
(береговой разрез от устья р. Палана до устья р. Анадырка)

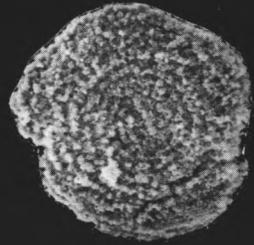
- 1, 3 – *Porodiscus cretaceus* Campbell et Clark; 79/b, ×100;
- 2 – *Porodiscus* sp., 37, ×100;
- 4–6 – *Orbiculiformidae* Gen. et sp. indet.: 4 – 37, ×120; 5, 6 – 37, ×100;
- 7 – *Phaseliforma carinata* Pessagno, 37, ×120;
- 8 – *Phaseliforma subcarinata* Pessagno, 37, ×100;
- 9 – *Spongopyle* ? sp., 79/b, ×150;
- 10, 11 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), 37, ×200;
- 12 – *Stichomitra* sp., 37, ×100



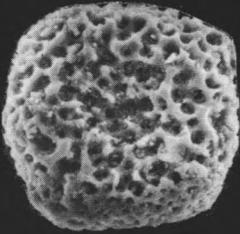
1



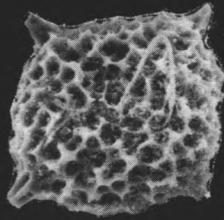
2



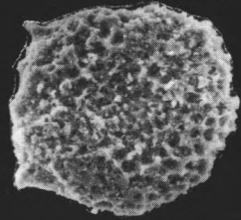
3



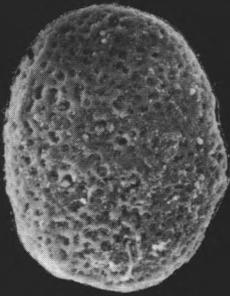
4



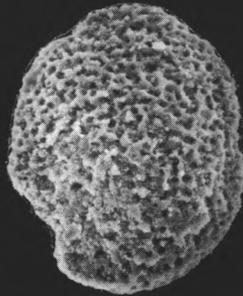
5



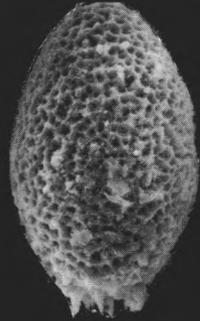
6



7



8



9



10



11



12

Таблица 20

Позднекампан-маастрихтские радиолярии
из олистолита кремнистых пород олистостромовой толщи
(береговой разрез от устья р. Палана до устья р. Анадырка)
(Обр.9918/2)

- 1, 2 – *Phaseliforma carinata* Pessagno, ×100;
- 3 – *Spongodiscus* sp., ×120;
- 4 – *Spongodiscus alveatus* (Sanfilippo et Riedel), ×120;
- 5 – *Spongodiscus impressus* Lipman, ×100;
- 6 – *Spongodiscus* cf. *impressus* Lipman, ×100;
- 7, 8 – *Haliomma* sp., 7 – ×100; 8 – ×120;
- 9, 10 – *Lithomespilus mendosa* (Krashennikov), ×200;
- 11, 12 – *Actinommidae* Gen. et. sp. indet.: 11 – ×120; 12 – ×100;
- 13, 14 – *Praestylosphaera pusilla* (Campbell et Clark): 13 – ×200, 14 – ×120;
- 15 – *Amphisphaera priva* (Foreman), ×200;
- 16 – *Spongodiscus rhabdostylus* (Ehrenberg), ×100;
- 17 – *Cromyodruppa concentrica* Lipman, ×90;
- 18 – *Spongosaturnalis spiniferus* Campbell et Clark, ×100;
- 19 – спикула губки, ×100

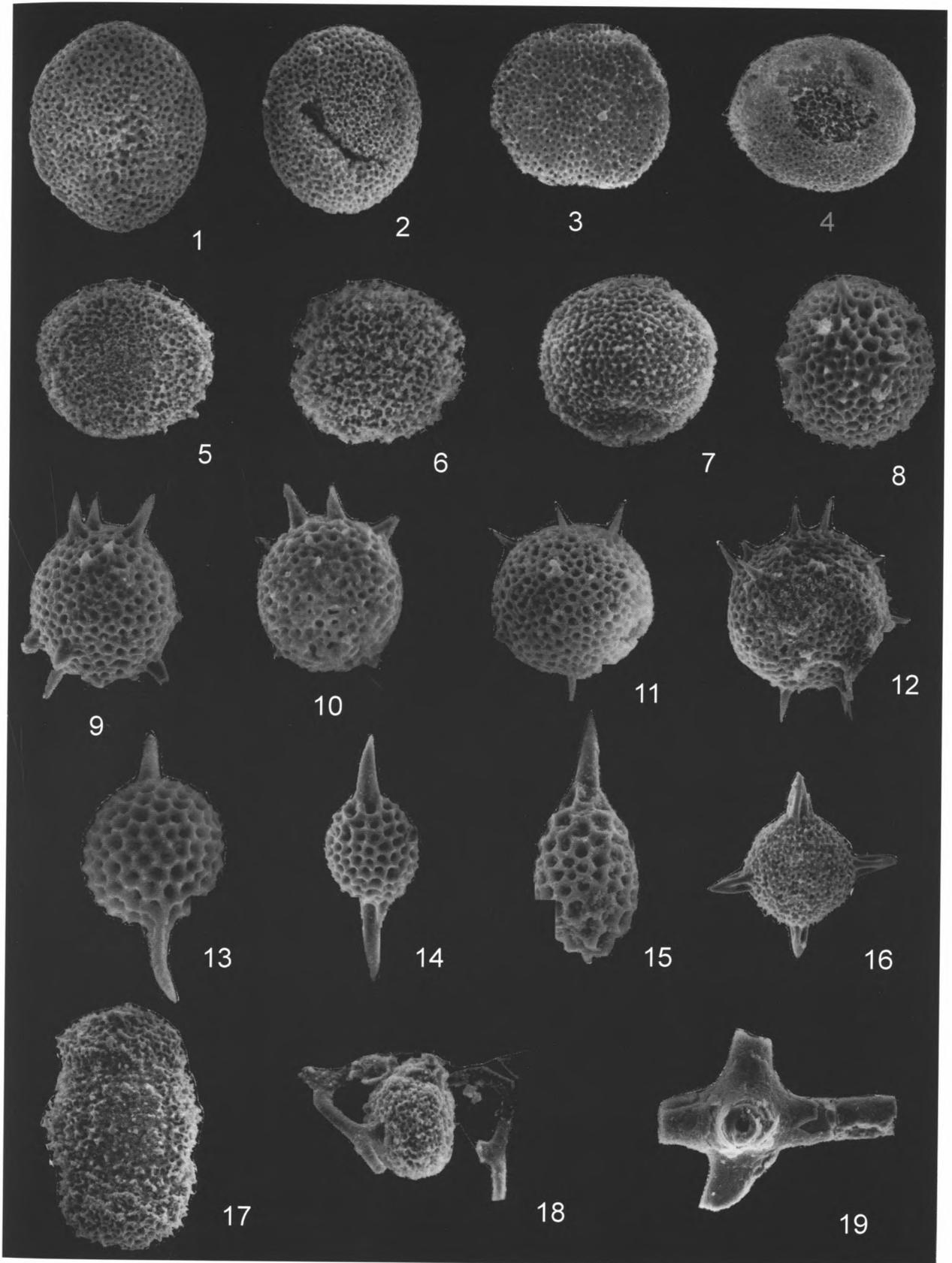


Таблица 21

Позднекампан-маастрихтские радиолярии
из олистолита кремнистых пород олистостромовой толщи
(береговой разрез от устья р. Палана до устья р. Анадырка)
(Обр.9918/2)

- 1, 2 – *Stichomitra livermorensis* (Campbell et Clark), ×100;
- 3 – *Stichomitra campi* (Campbell et Clark); ×120;
- 4 – *Eucyrtidium carnegiense* Campbell et Clark; ×110;
- 5 – *Stichopilium teslaense* Campbell et Clark; ×100;
- 6 – *Xitus* cf. *asymbatos* (Foreman); ×110;
- 7 – *Theocampe altamontensis* (Campbell et Clark), ×200;
- 8, 9 – *Cornutella californica* Campbell et Clark, ×200;
- 10, 11 – *Stichomitra* ? sp., ×200;
- 12–15 – *Clathrocyclas hyronia* Foreman, ×200;
- 16, 17 – *Clathrocyclas* sp., ×100;
- 18 – *Clathrocyclas tintinnaeformis* Campbell et Clark, ×180;
- 19 – *Dictyomitra* sp., ×120;
- 20, 21 – *Dictyomitra multicostata* Zittel: 20 – ×120, 21 – ×180;
- 22 – *Archaeodictyomitra regina* (Campbell et Clark), ×100

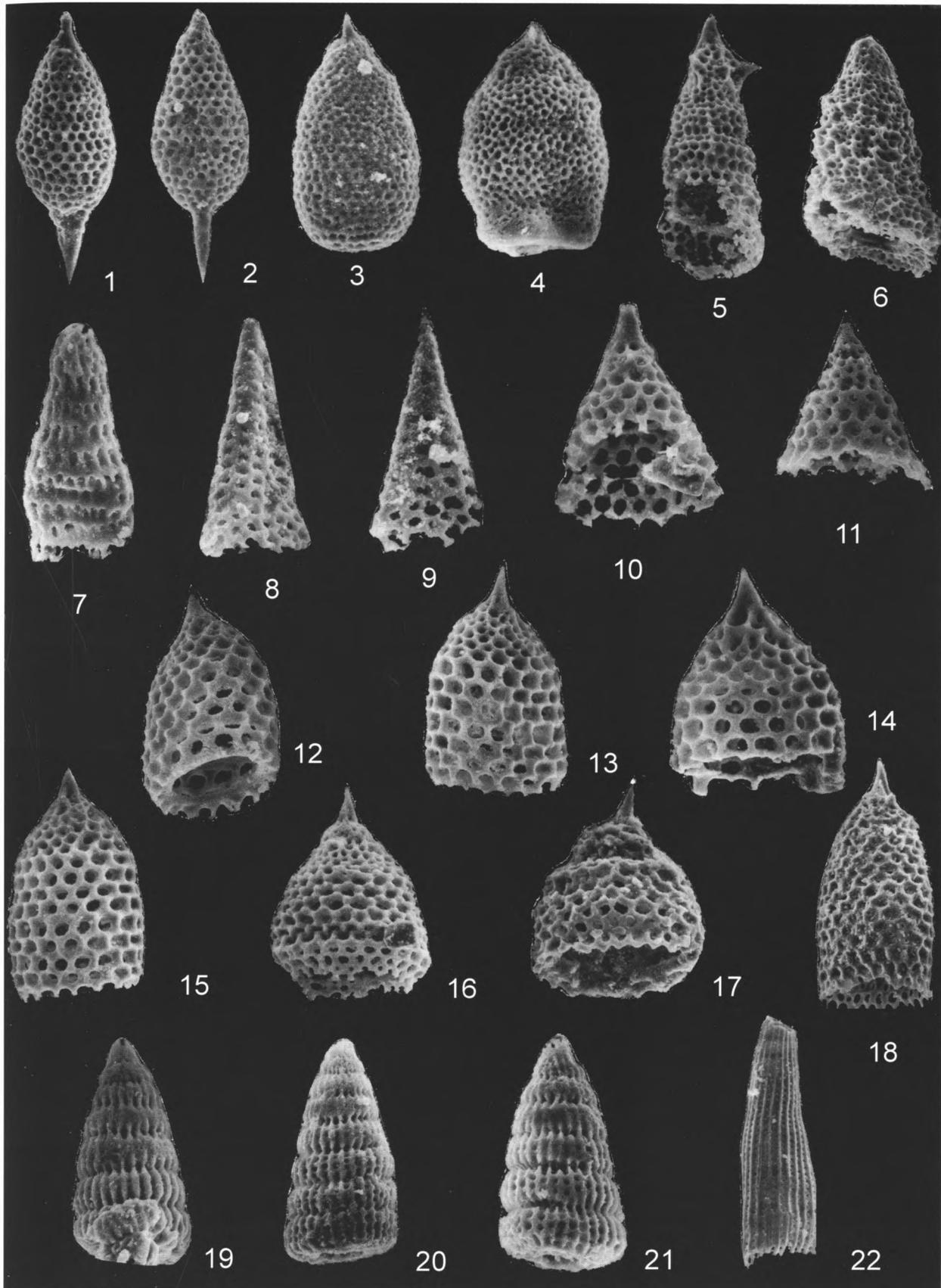
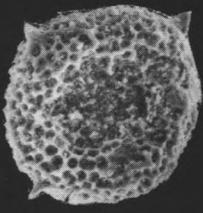
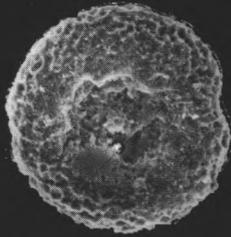


Таблица 22
Кампан-маастрихтские радиолярии
из олистолита кремнистых пород олистостромовой толщи
(береговой разрез от устья р. Палана до устья р. Анадырка)
(Обр.44)

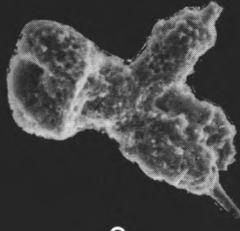
- 1 – *Orbiculiforma* sp., ×100;
- 2 – *Spongodiscus* sp., ×85;
- 3 – *Patulibracchium* cf. *petroleumensis* Pessagno, ×100;
- 4 – *Histiastrum* sp., ×100;
- 5, 6 – *Hemicryptocapsa* aff. *conara* Foreman: 5 – ×150, 6 – ×200;
- 7, 8 – *Theocapsomma* sp.: 7 – ×200, 8 – ×150;
- 9 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), ×180;
- 10 – *Stichomitra livermorensis* (Campbell et Clark), ×150;
- 11 – *Xitus* sp., ×100;
- 12, 13 – *Xitus asymbatos* (Foreman): 12 – ×100, 13 – ×150;
- 14 – *Dictyomitra* sp., ×200;
- 15 – *Dictyomitra andersoni* Campbell et Clark, ×150;
- 16 – *Dictyomitra densicostata* Pessagno, ×150;
- 17 – *Cornutella californica* Campbell et Clark, ×150;
- 18 – *Neosciadiocapsa* cf. *diabloensis* Pessagno, ×90



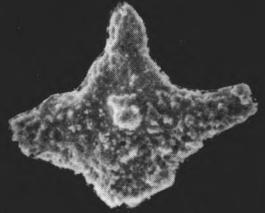
1



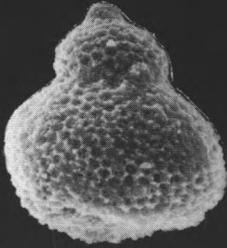
2



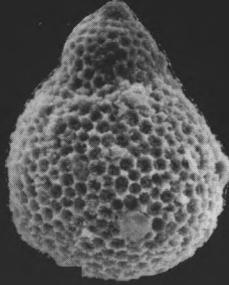
3



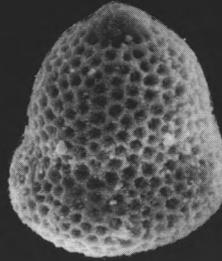
4



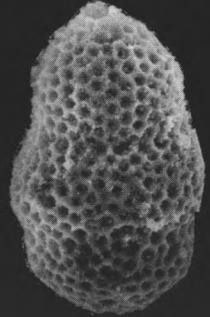
5



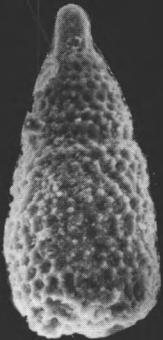
6



7



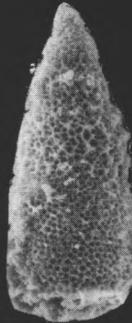
8



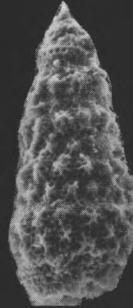
9



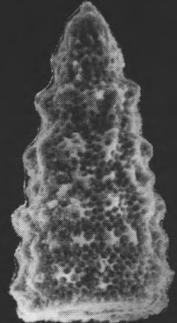
10



11



12



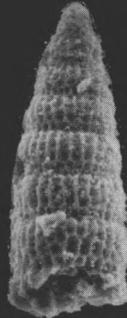
13



14



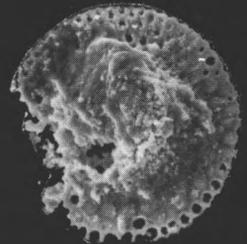
15



16



17



18

Таблица 23

Кампан-маастрихтские радиолярии из олистостромовой толщи
(береговой разрез от устья р. Палана до устья р. Анадырка)

- 1 – *Orbiculiforma rennilaeformis* Campbell et Clark, 76/a, ×85;
- 2 – *Spongodiscus alveatus* (Sanfilippo et Riedel), 76/v, ×100;
- 3 – *Orbiculiforma* sp., 76/a, ×100;
- 4 – *Actinommidae* Gen. et sp. indet., 76/v, ×100;
- 5-8 – *Porodiscus cretaceus* Campbell et Clark: 5 – 78/a, ×100; 6 – 76/b, ×100; 7 – 77/v, ×100; 8 – 76/a, ×120;
- 9, 10 – *Spongodiscus* sp.: 9 – 76/a, ×110, 10 – 75/a, ×80;
- 11 – *Spongodiscus* cf. *alveatus* (Sanfilippo et Riedel), 47, ×80;
- 12 – *Orbiculiforma quadrata* Pessagno, 77/v, ×100;
- 13, 14 – *Spongodiscus* sp., 76/v, ×100;
- 15 – *Spongotrochus* cf. *polygonatus* (Campbell et Clark), 76/a, ×100;
- 16 – *Orbiculiforma* sp., 76/a, ×80;
- 17 – *Phaseliforma laxa* Pessagno, 76/a, ×100;
- 18 – *Phaseliforma carinata* Pessagno, 76/b, ×110

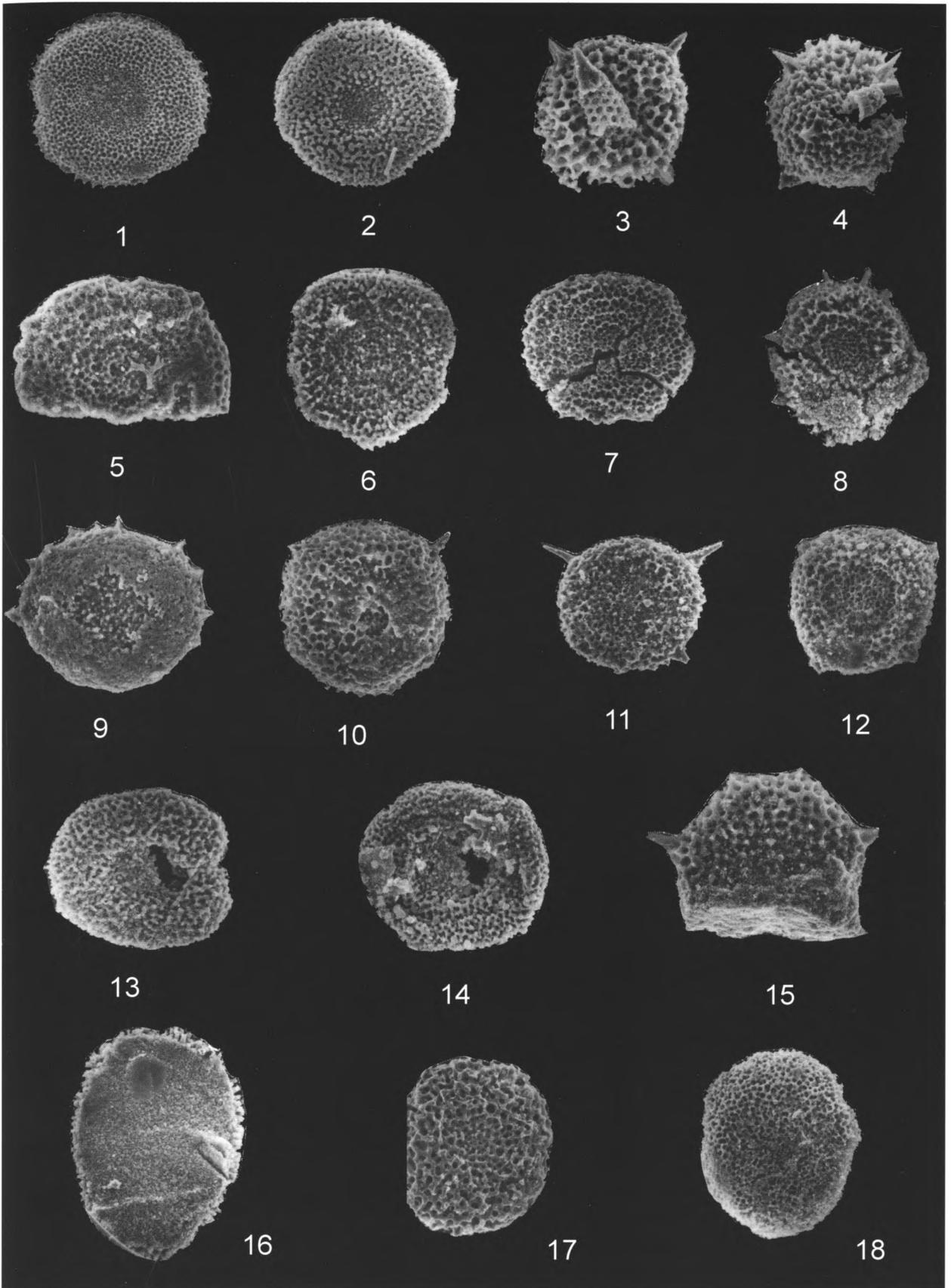


Таблица 24

Кампан-маастрихтские радиолярии из олистостромовой толщи
(береговой разрез от устья р. Палана до устья р. Анадырка)

- 1, 2 – *Phaseliforma carinata* Pessagno, 75/a, ×100;
- 3 – *Phaseliforma subcarinata* Pessagno, 77/b, ×85;
- 4 – *Phaseliforma laxa* Pessagno, 77/b, ×100;
- 5 – *Spongurus quadratus* Campbell et Clark, 75/a, ×200;
- 6, 7 – *Spongurus* sp., 76/v: 6 – ×150, 7 – ×200;
- 8 – *Pseudoaulophacus lenticulatus* (White), 76/b, ×120;
- 9 – *Patulibracchium* sp., 77/b, ×100;
- 10 – *Spongotripus* cf. *morenoensis* Campbell et Clark, 75/v, ×120;
- 11 – *Spongosaturnalis spiniferus* Campbell et Clark, 76/v, ×150;
- 12–15 – *Spongotrochus polygonatus* (Campbell et Clark), 76/a: 12 – ×150, 13–15 – ×180

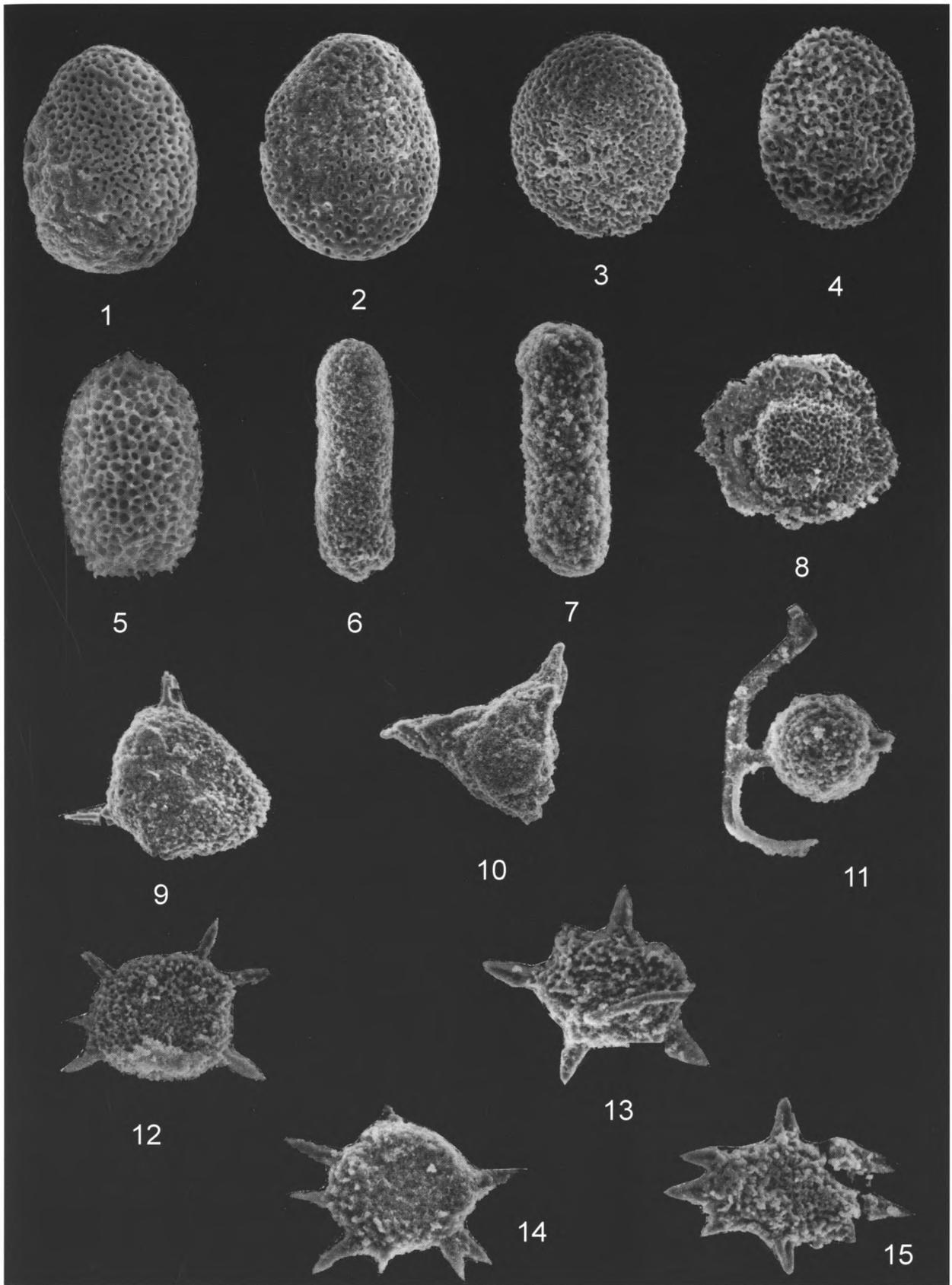


Таблица 25

Кампан-маастрихтские радиолярии из олистостромовой толщи
(береговой разрез от устья р. Палана до устья р. Анадырка)

- 1, 2** – *Cromyosphaera vivenkensis* Lipman: 1 – 76/b, ×100, 2 – 75/v, ×100;
3, 4 – *Acanthosphaera* sp. 76/v: 3 – ×120, 4 – ×100;
5–7 – *Lithomespilus mendosa* (Krasheninnikov): 5 – 75/a, ×120, 6 – 76/v, ×120, 7 – 76/v, ×180;
8 – *Amphisphaera goruna* (Sanfilippo et Riedel), 76/v, ×200;
9–13 – *Praestylosphaera pusilla* (Campbell et Clark): 9 – 76/a, ×200, 10 – 76/v, ×150, 11 – 76/v, ×150, 12 – 76/v, ×200; 13 – 76/v, ×150;
14, 15 – *Protoxiphotractus perplexus* Pessagno, 76/a: 14 – ×200, 15 – ×220;
16 – ? *Staurodictya fresnoensis* Foreman., 76/d, ×110

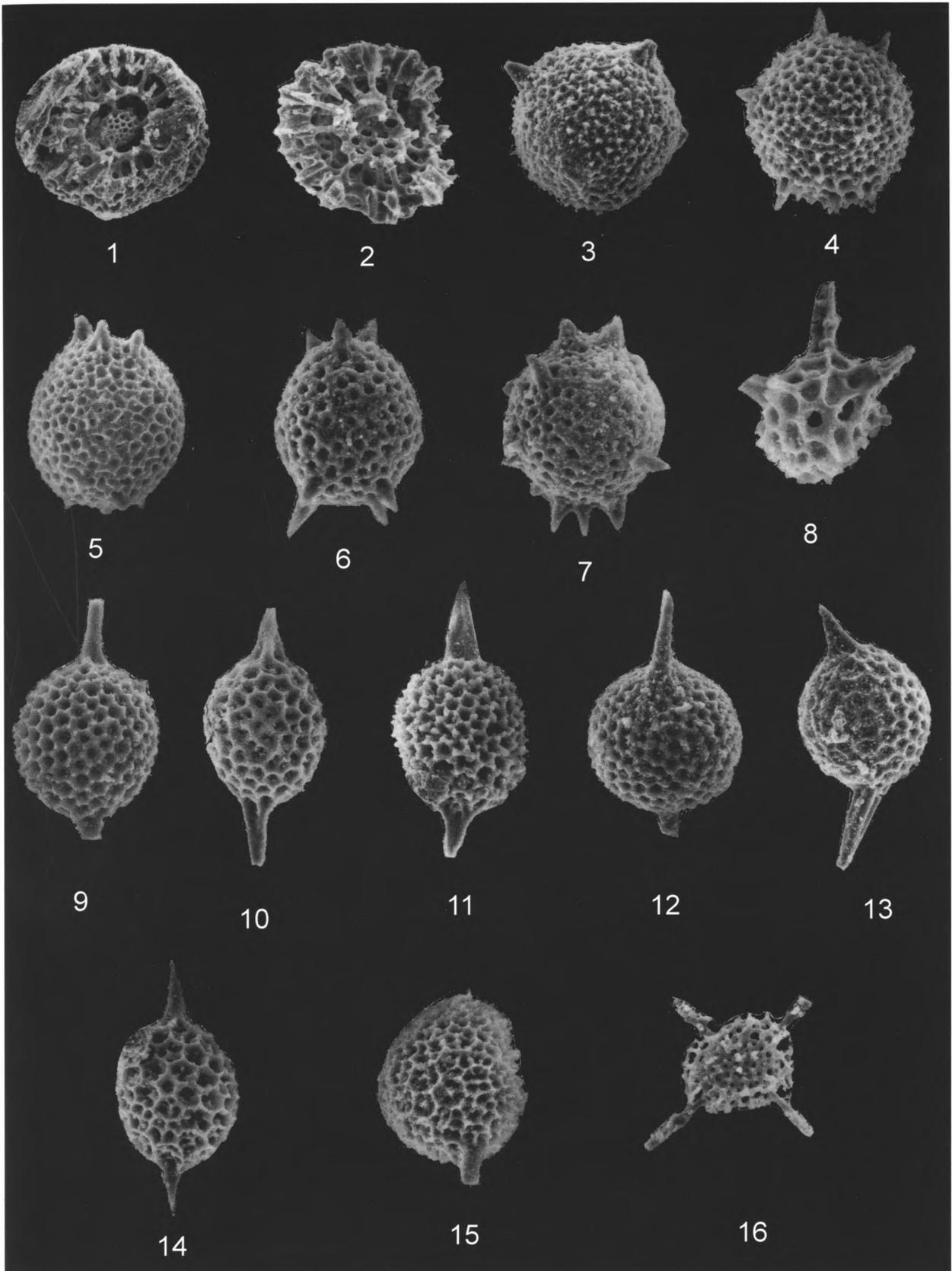


Таблица 26/1

Кампан-маастрихтские радиолярии из олистостромовой толщи
(береговой разрез от устья р. Палана до устья р. Анадырка)

- 1, 2** – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), 76/a: 1 – ×150, 2 – ×110;
3, 4 – *Amphipyndax Streckta* (Empson-Morin): 3 – 75/a, ×10, 4 – 76/d, ×100;
5 – *Amphipyndax* sp., 76/d, ×100;
6 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. C. Vishnevskaya, 76/a, ×150;
7, 8 – *Amphipyndax tylotus* Foreman: 7 – 75/a, ×150, 8 – 76/d, ×100;
9 – *Wildeus punctulatus* (Pessagno), 75/v, ×120;
10 – *Xitus* cf. *asymbatos* (Foreman), 76/v, ×100;
11 – *Xitus* sp., 76/v, ×150;
12-14 – *Eucyrtis* sp., 76/a, ×120;
15 – *Theocapsomma* sp., 78/a, ×150;
16 – *Lithostrobos rostovzevi* Lipman, 76/v, ×120;
17, 18, 20, 21 – *Novodiacanthocapsa manifesta* (Foreman): 17 – 76/a, ×150, 18 – 76/a, ×100, 20 – 76/a, ×150, 21 – 76/b, ×150;
19 – *Novodiacanthocapsa* cf. *manifesta* (Foreman), 76/v, ×200

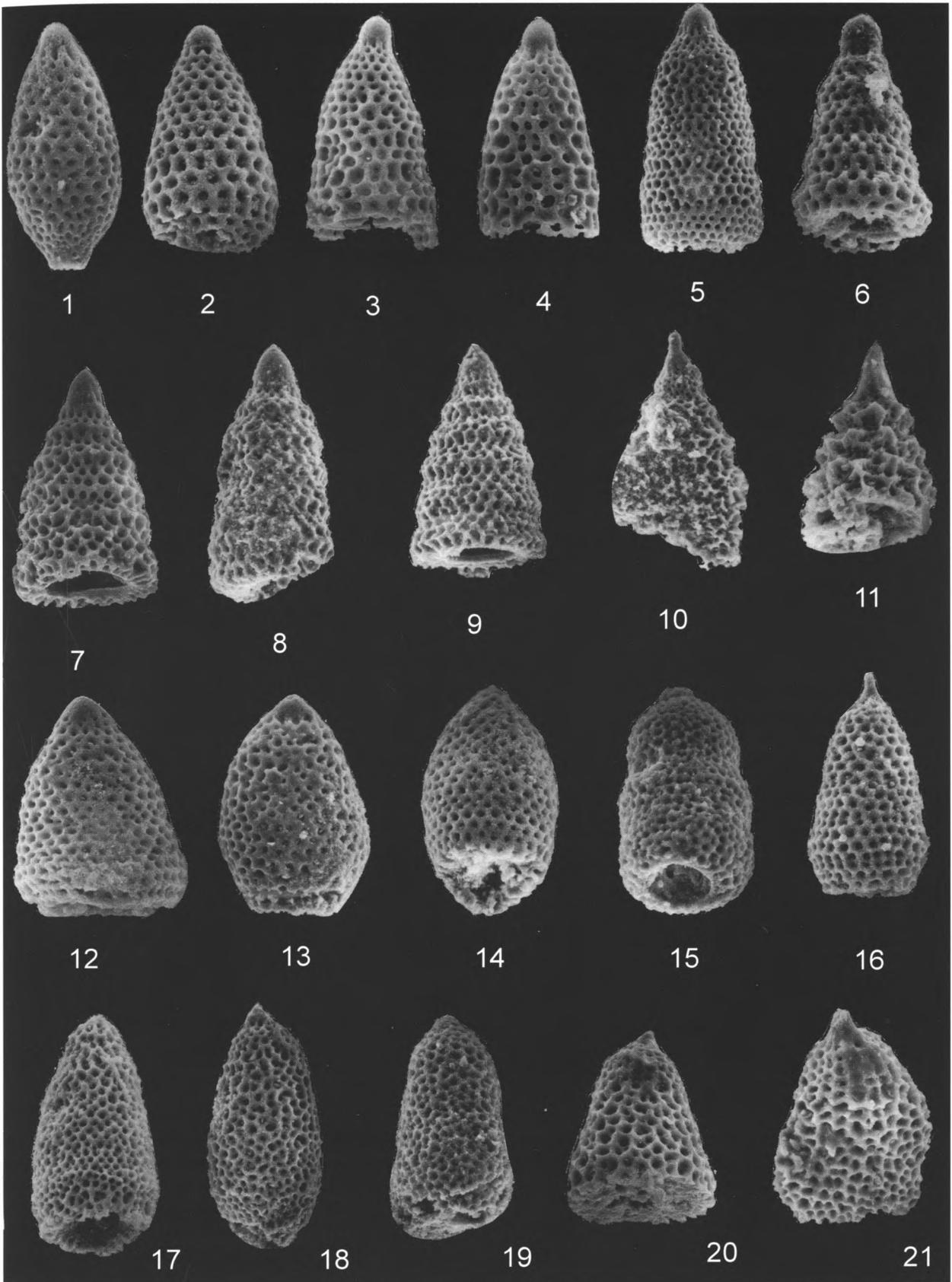


Таблица 26/2

Кампан-маастрихтские радиолярии из олистостромовой толщи
(береговой разрез от устья р. Палана до устья р. Анадырка)

- 1–4 – *Theocapsomma erdnussa* (Empson – Morin), 75/a, ×00;
5, 6 – *Theocapsomma* ? sp., 75/a, ×100;
7, 8 – *Theocapsomma* sp., 75/a, ×100;
9, 10 – *Stichomitra livermorensis* (Campbell et Clark): 9 – 76/a, ×200, 10 – 77/b, ×150;
11 – *Stichomitra* cf. *shirshovica* Vishnevskaya, 76/v, ×120;
12, 13 – *Theocampe vanderhoofi* Campbell et Clark, 77/b, ×200;
14–16 – *Archaeodictyomitra squinaboli* Pessagno: 14 – 76/d, ×190, 15 – 76/b, ×110, 16 – 75/v, ×100;
17, 18 – *Dictyomitra densicostata* Pessagno: 17 – 77/v, ×100; 18 – 76/a, ×200

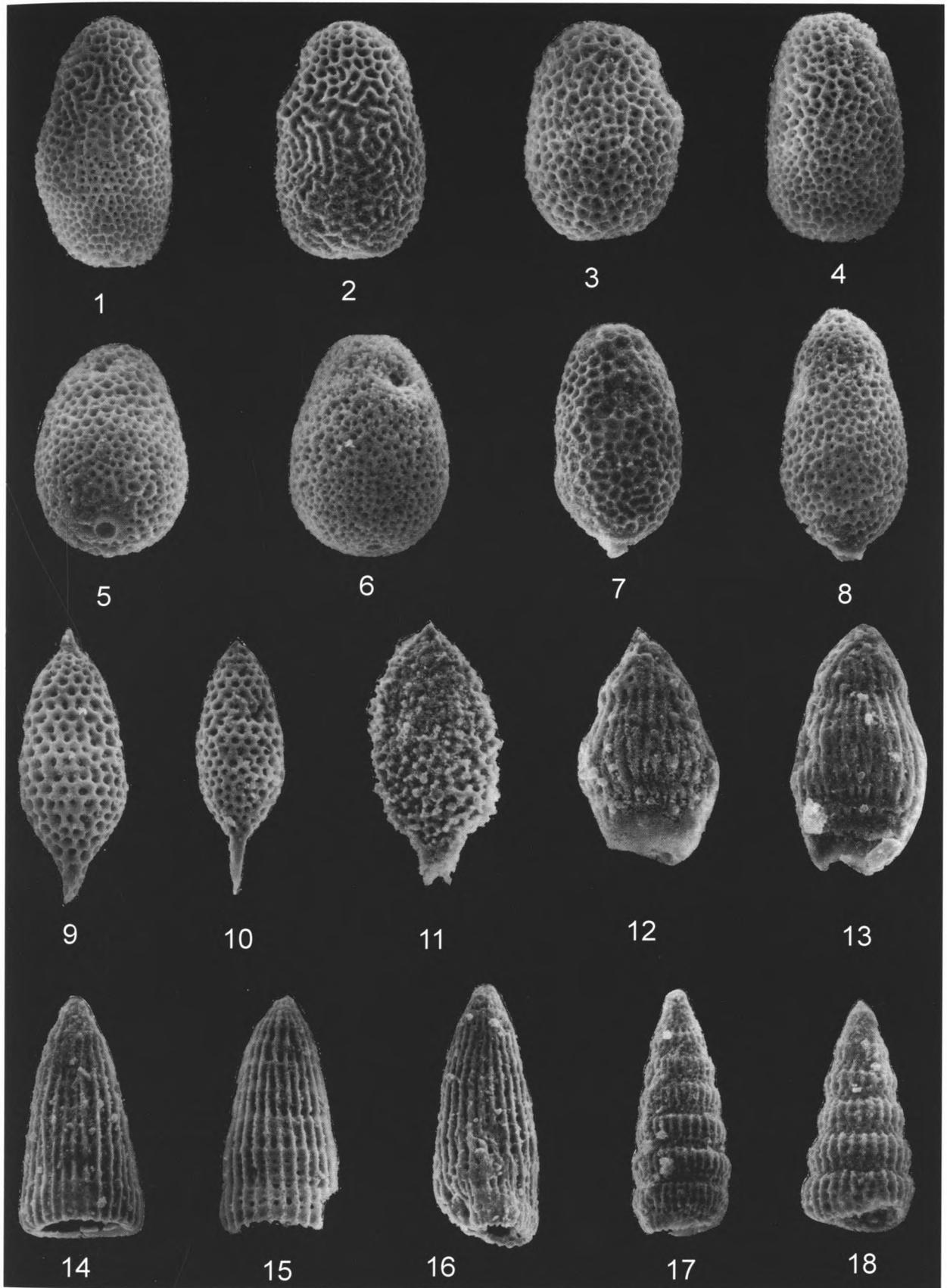


Таблица 26/3

Кампан-маастрихтские радиолярии из олистостромовой толщи
(береговой разрез от устья р. Паланы до устья р. Анадырка)

1 – *Clathrocyclus hyronia* Foreman, 76/v, ×150;

2 – *Clathrocyclus* cf. *diceros* Foreman, 77/b, ×150;

3, 4 – *Clathrocyclus diceros* Foreman: 3 – 76/v, ×150, 4 – 77/b, ×120;

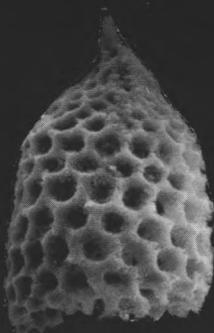
5, 6 – *Clathrocyclus tintinnaeformis* Campbell et Clark, 77/b: 5 – ×110, 6 – ×100;

7 – *Clathrocyclus* sp., 76/a, ×200;

8–13 – *Cornutella californica* Campbell et Clark: 8 – 76/v, ×150, 9 – 77/b, ×200, 10 – 76/v, ×180, 11 – 76/a, ×200, 12 – 77/b, ×160, 13 – 76/v, ×120



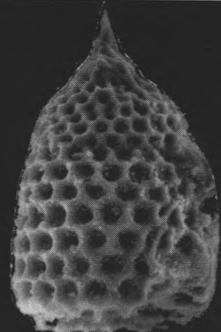
1



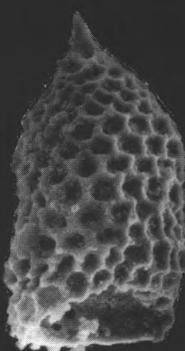
2



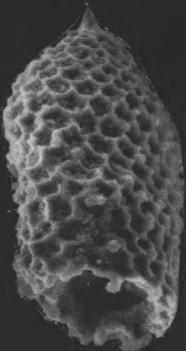
3



4



5



6



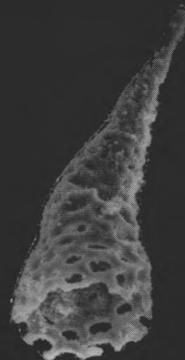
7



8



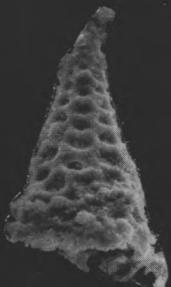
9



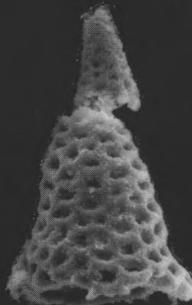
10



11



12



13

Таблицы к статье Д.В. Курилова
«Новые местонахождения юрских и меловых радиолярий на Западной Камчатке»

Таблица 27

Радиолярии нижнего–верхнего мела (альб–сеноман)
из пород кремнистого комплекса Паланского района Западной Камчатки
(обр. 151/99 К (1-8), 164/99 К (9-14))

- 1 – *Holocryptocanium* cf. *barbui* Dumitrica, ×200, обр. 151/99 К;
- 2 – *Holocryptocanium* (?) sp., ×200, обр. 151/99 К;
- 3 – *Cryptamphorella* (?) sp., ×200, обр. 151/99 К;
- 4 – *Squinabolum* (?) *fossilis* (Squinabol), ×200, обр. 151/99 К;
- 5 – *Pseudodictyomitra* ex gr. *lodogaensis* Pessagno, ×250, обр. 151/99 К;
- 6 – *Theocampe* cf. *cylindrica* Smirnova et Aliev, ×200, обр. 151/99 К;
- 7 – *Stichomitra* cf. *communis* Squinabol, ×250, обр. 151/99 К;
- 8 – *Rhopalosyringium* sp. cf. *R. ex gr. scissum* O'Dogherty, ×300, обр. 151/99 К;
- 9 – *Squinabollum* (?) *fossilis* (Squinabol), ×200, обр. 164/99 К;
- 10 – *Conosphaera* (?) *haeckeli* Aliev, ×180, обр. 164/99 К;
- 11 – *Squinabollum* cf. *fossilis* (Squinabol), ×120, обр. 164/99 К;
- 12 – *Theocampe* (?) *simplex* Smirnova et Aliev, ×180, обр. 164/99 К;
- 13 – *Stichomitra* sp. cf. *S. communis* Squinabol, ×300, обр. 164/99 К;
- 14 – *Amphipyndax* ex gr. *mediocris* (Tan), ×300, обр. 164/99 К

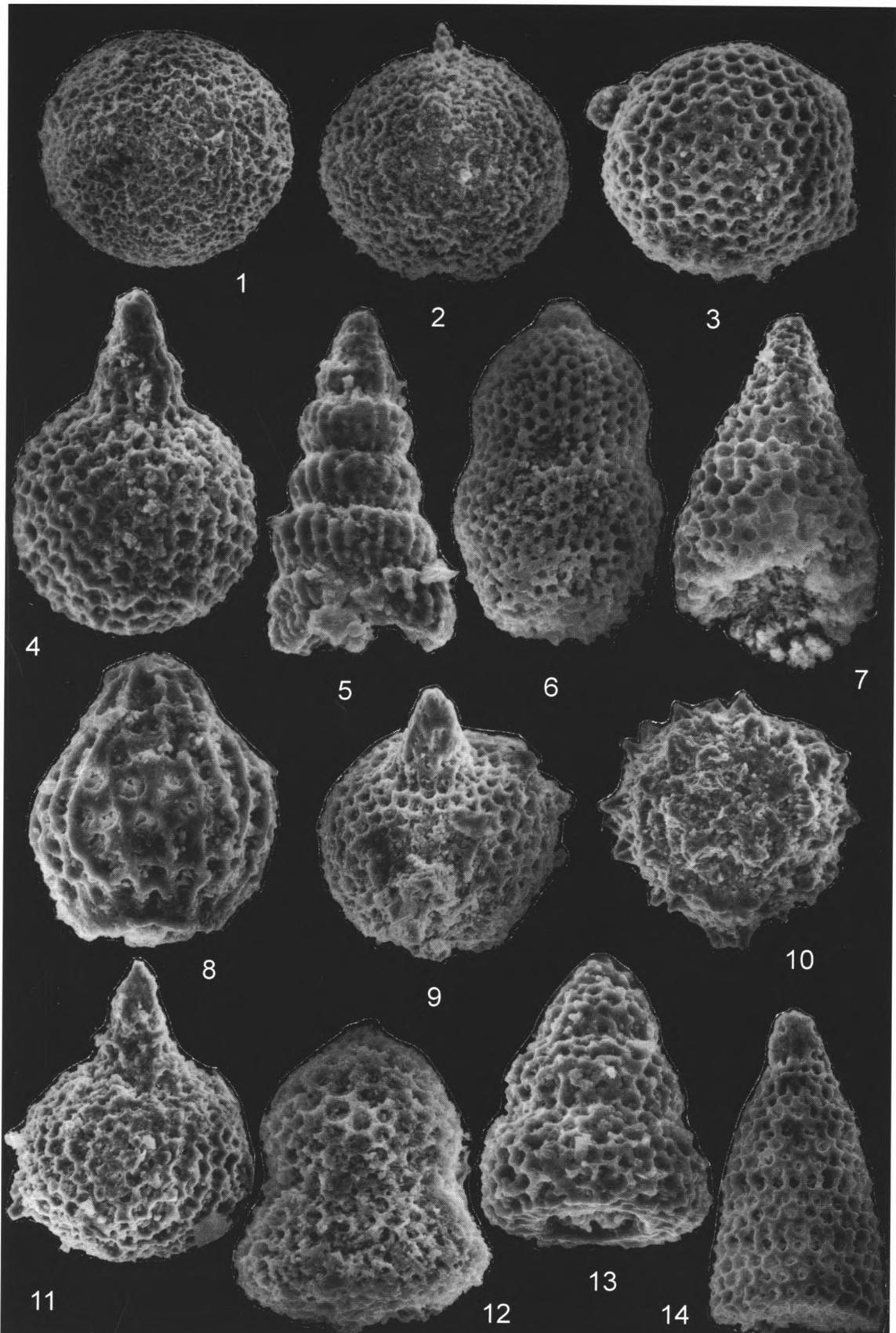


Таблица 28

Коньяк-сантонская ассоциация радиолярий
из пород кремнистого комплекса бассейна р. Палана. Западная Камчатка.
(обр. 94/99 (1-5), 95/99 (6-18))

- 1 – *Stichocapsa uvatica* Amon, ×200, обр. 94/99;
- 2 – *Stichomitra manifesta* Foreman, ×200, обр. 94/99;
- 3 – *Dictyomitra* ex gr. *multicostata* Zittel, ×190, обр. 94/99;
- 4 – *Amphipyndax* (?) *conicus* (Campbell et Clark), ×190, обр. 94/99;
- 5 – *Theocapsomma* sp., ×290, обр. 94/99;
- 6 – *Actinomma* ? *trispina* Kurilov sp. nov., ×200, обр. 95/99;
- 7 – *Cavaspongia antelopensis* Pessagno, ×100, обр. 95/99;
- 8–14 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. F Vischnevskaya: 8–10 – ×200, 11 – ×110, 12 – ×100, 13 – ×200, 14 – ×130, обр. 95/99;
- 15, 16 – *Stichomitra* ex gr. *manifesta* Foreman, ×200, обр. 95/99;
- 17 – *Eucyrtis* ex gr. *carnegiensis* Campbell et Clark, ×190, обр. 95/99;
- 18 – *Dictyomitra densicostata* Pessagno, ×200, обр. 95/99

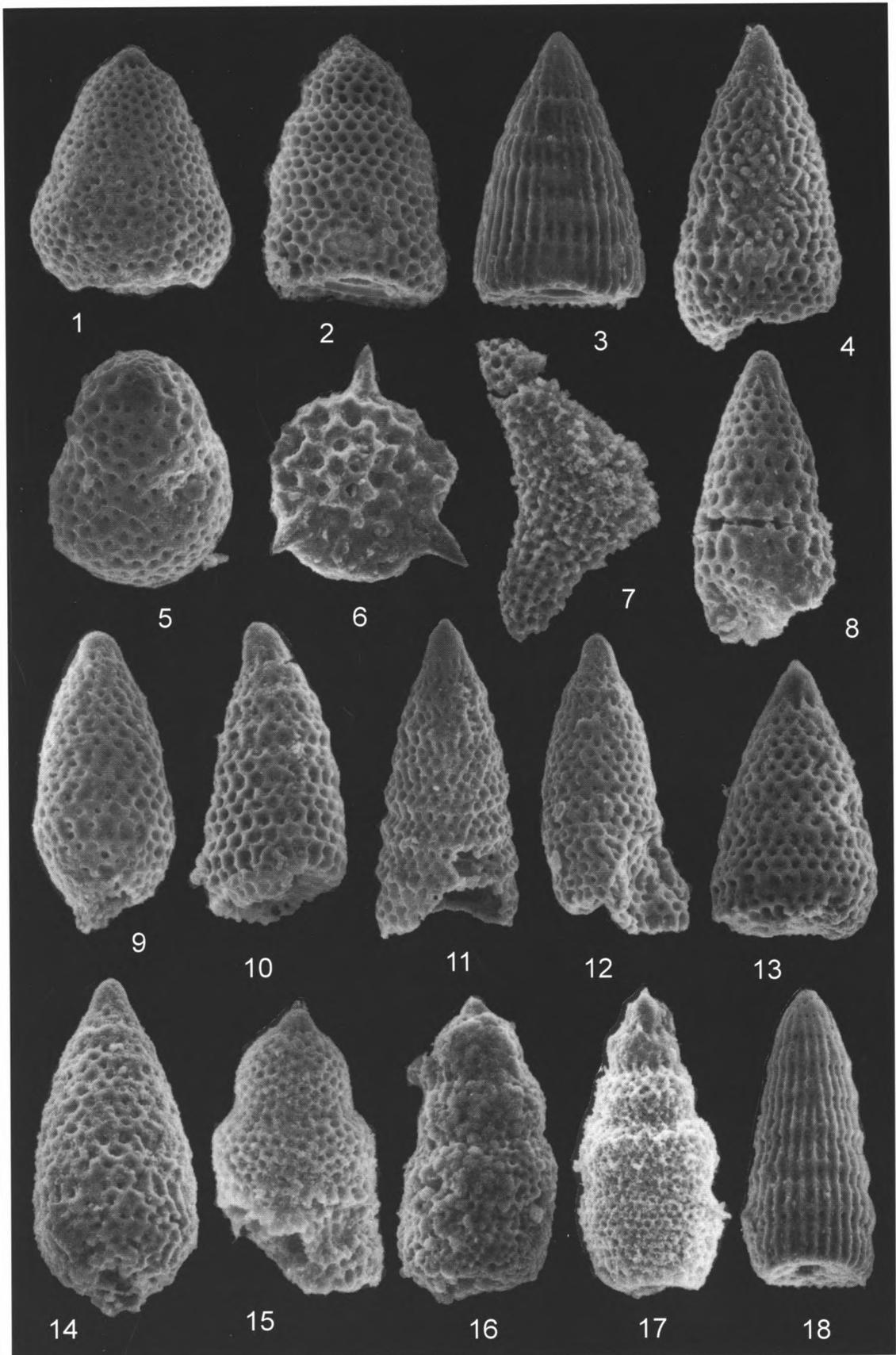


Таблица 29

Кампан-маастрихтская радиоляриевая ассоциация
из пород кремнистого комплекса Паланского района Западной Камчатки
(обр. 145/99 К (1-3), 149/99 К (4-9), 150/99 К (10-15))

- 1 – *Patulibracchium* sp. aff. *P. vereshagini* Kazintsova, ×110, обр. 145/99 К;
- 2 – *Stichomitra livermorensis* (Campbell et Clark), ×300, обр. 145/99 К;
- 3 – *Theocapsomma* ex gr. *amphora* (Campbell et Clark), ×300, обр. 145/99К;
- 4 – *Archaeospongoprunum* cf. *stocktonensis* Pessagno, ×300, обр. 149/99 К;
- 5 – *Phaseliforma* sp., ×250, обр.149/99 К;
- 6 – *Amphipyndax* cf. *awaensis* Nakaseko et Nishimura, ×200, обр. 149/99 К;
- 7 – *Stichomitra* ex gr. *manifesta* Foreman, ×300, обр. 149/99 К;
- 8 – *Dictyomitra* ex gr. *multicostata* Zittel, ×200, обр. 149/99 К;
- 9 – *Dictyomitra* cf. *formosa* Squinabol, ×250, обр. 149/99 К;
- 10 – *Patulibracchium* sp. cf. *P. irregulare* (Squinabol), ×100, обр. 150/99 К;
- 11 – *Phaseliforma laxa* Pessagno, ×200, обр.150/99 К;
- 12 – *Amphipyndax* ex gr. *stocki* (Campbell et Clark) var. A. Vishnevskaya, ×250, обр. 150/99 К;
- 13 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. B. Vishnevskaya, ×250, обр. 150/99 К;
- 14 – *Stichomitra manifesta* Foreman, ×200, обр. 150/99 К;
- 15 – *Stichomitra* ex gr. *livermorensis* (Campbell et Clark), ×250, обр. 150/99 К

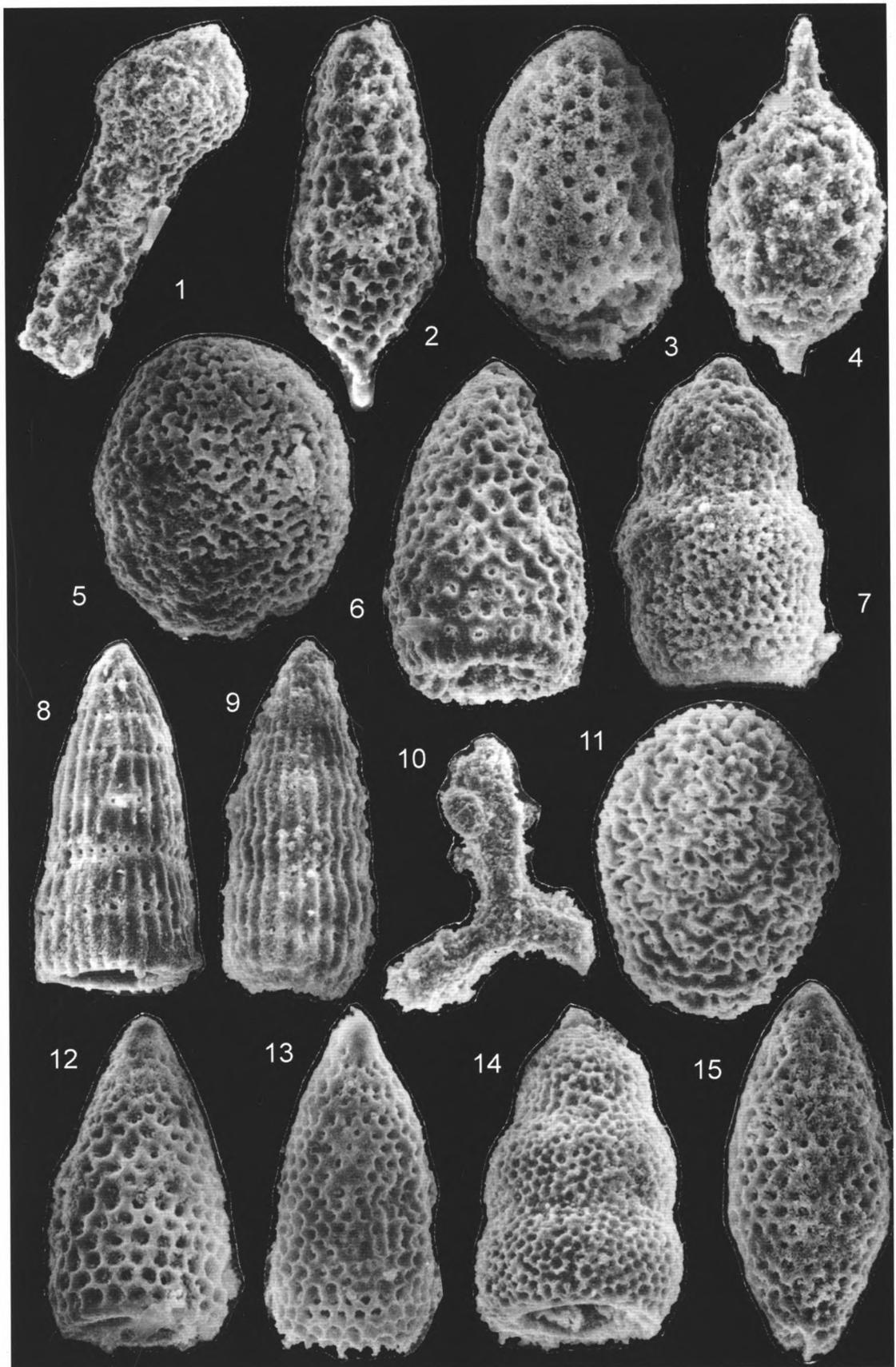


Таблица 30
Кампан-маастрихтская ассоциация радиолярий
из пород кремнистого комплекса Паланского района Западной Камчатки
(обр. 152/99 К (1-3), 153/99 К (8-13), 154/99 К (4-7))

- 1 – *Protoxiphotractus* aff. *perplexus* Pessagno, ×200, обр. 152/99 К;
- 2 – *Bathropyramis* sp., ×300, обр. 152/99 К;
- 3 – *Theocampe altamontensis* (Campbell et Clark), ×300, обр. 152/99 К;
- 4 – *Phaseliforma* cf. *meganosensis* Pessagno, ×90, обр. 154/99 К;
- 5 – *Archaeospongoprunum stocktonensis* Pessagno, ×300, обр. 154/99 К;
- 6 – *Stichomitra livermorensis* (Campbell et Clark) ×300, обр. 154/99 К;
- 7 – *Clathrocyclus gravis* Vishnevskaya, ×250, обр. 154/99 К;
- 8 – *Cryptamphorella* (?) sp., ×150, обр. 153/99 К;
- 9 – *Phaseliforma* cf. *laxa* Pessagno, ×110, обр. 153/99 К;
- 10 – *Orbiculiforma* (?) *vacaensis* Pessagno, ×80, обр. 153/99 К;
- 11 – *Spongosaturnalis parvulus* (Campbell et Clark), ×250, обр. 153/99 К;
- 12 – *Clathrocyclus* aff. *gravis* Vishnevskaya, ×150, обр. 153/99 К;
- 13 – *Theocampe altamontensis* (Campbell et Clark) ×300, обр. 153/99 К

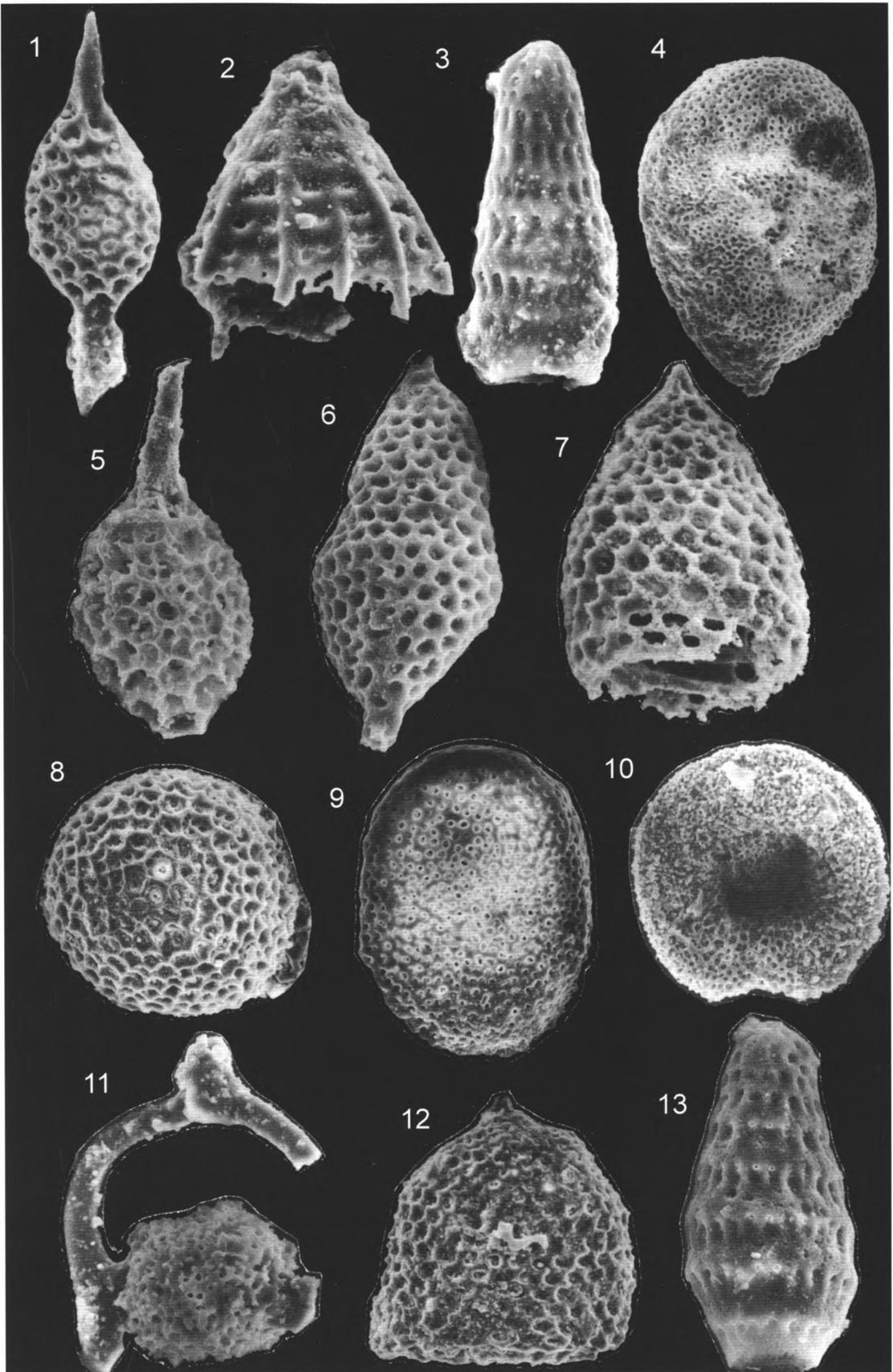
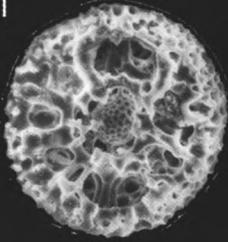


Таблица 31

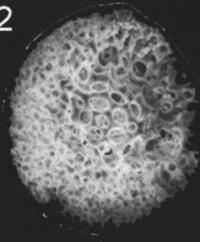
Коньяк-раннекампанская ассоциация радиолярий
из пород кремнистого комплекса бассейна р. Палана. Западная Камчатка (обр. 94/99)

- 1 – *Cromyosphaera* (?) *vivenkensis* Lipman, ×90;
- 2 – *Spumellaria* Gen. et sp. indet., ×90;
- 3–7 – *Spumellaria* Gen. et sp. indet.: 3 – ×80; 4 – ×110, 5 – ×150, 6 – ×100, 7 – ×100;
- 8 – *Orbiculiforma monticelloensis* Pessagno, ×100;
- 9, 10 – *Distylocapsa* ex gr. *squama* O'Dogherty: 9 – ×150, 10 – ×200;
- 11 – *Schaafella* (?) sp., ×200;
- 12 – *Patulibracchium irregulare* (Squinabol), ×100;
- 13 – *Stichomitra manifesta* Foreman, ×180;
- 14–16 *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. A. Vishnevskaya: ×180;
- 17 – *Dictyomitra* ex gr. *multicostata* Zittel, ×200;
- 18 – *Dictyomitra urakawaensis* Taketani, ×250;
- 19 – *Dictyomitra densicostata* Pessagno, ×200;
- 20 – *Archaeodictyomitra* cf. *squinaboli* Pessagno, ×250

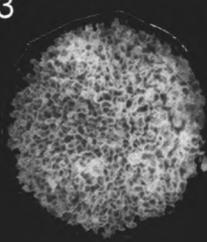
1



2



3



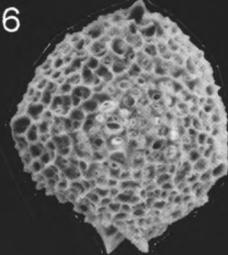
4



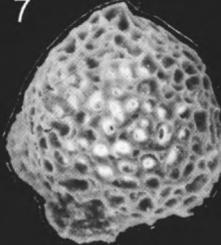
5



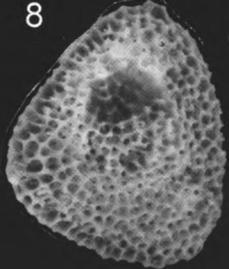
6



7



8



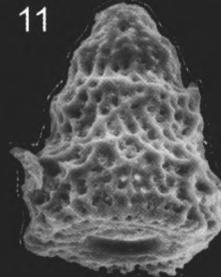
9



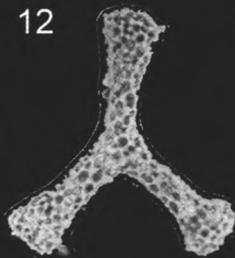
10



11



12



13



14



15



16



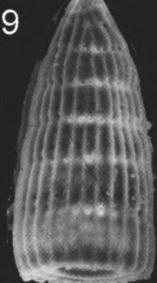
17



18



19



20

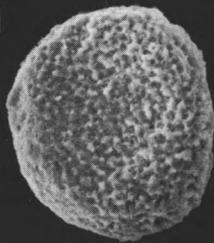


Таблица 32

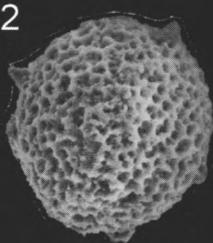
Коньяк-сантонская ассоциация радиолярий
из пород кремнистого комплекса бассейна р. Палана. Западная Камчатка (обр. 95/99)

- 1 – *Orbiculiforma vacaensis* Pessagno, ×100;
- 2 – *Acanthosphaera* (?) sp., ×100;
- 3 – *Actinomma* sp., ×200;
- 4 – *Cromyomma* (?) sp., ×200;
- 5–7 – *Stichomitra manifesta* Foreman: 5 – ×150, 6 – ×200, 7 – ×130;
- 8, 9 – *Stichomitra* aff. *livermorensis* (Campbell et Clark): 8 – ×150, 9 – ×200;
- 10 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. A. Vishnevskaya, ×150;
- 11 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. B. Vishnevskaya, ×100;
- 12 – *Amphipyndax stocki* (Campbell & Clark), ×110;
- 13 – *Xitus asymbatos* (Foreman), ×180;
- 14 – *Dictyomitra densicostata* Pessagno, ×120;
- 15 – *Neosciadiocapsa* ex gr. *diabloensis* Pessagno, ×110;
- 16, 17 – *Lipmanium* cf. *sacramentjensis* Pessagno: 16 – ×110, 17 – ×100;
- 18 – *Crucella* cf. *cachensis* Pessagno, ×100;
- 19 – *Multastrum* sp., ×100;
- 20 – *Patulibracchium* sp., ×200

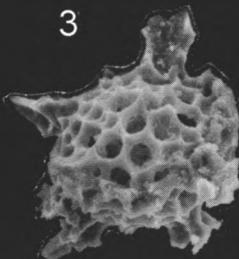
1



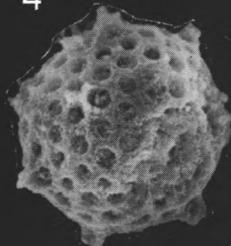
2



3



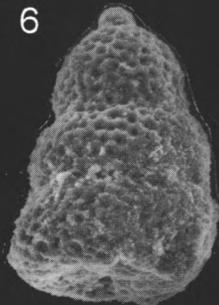
4



5



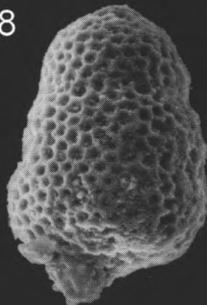
6



7



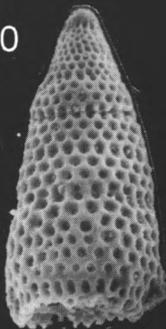
8



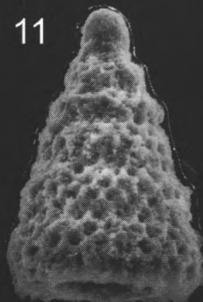
9



10



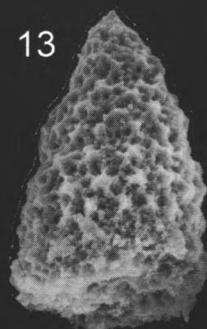
11



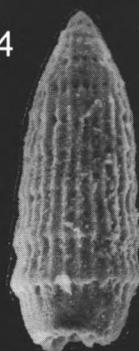
12



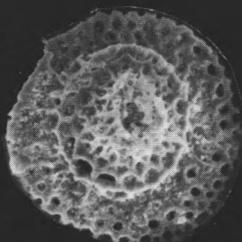
13



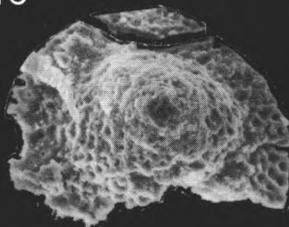
14



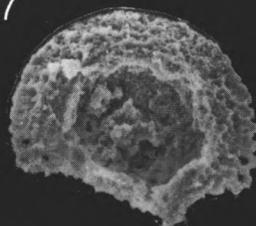
15



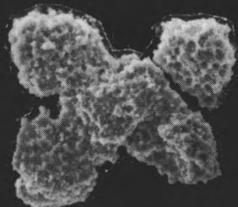
16



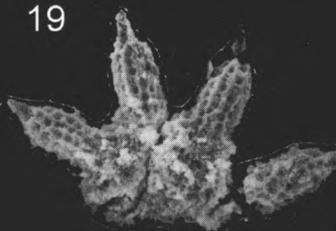
17



18



19



20

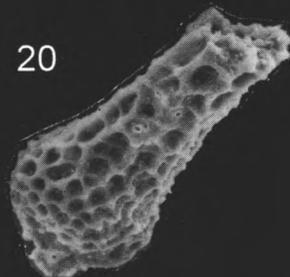


Таблица 33
Кампан-маастрихтская ассоциация радиолярий
из пород кремнистого комплекса бассейна р. Палана. Западная Камчатка
(обр. 96/99 (3-6), 97/99 (1,2), 98/99 (7-11), 99/99(12-16))

- 1 – *Cornutella* ex gr. *californica* Campbell et Clark, ×210, обр. 97/99;
- 2 – *Xitus asymbatos* (Foreman), ×300, обр. 97/99;
- 3 – *Dictyomitra* cf. *crassispina* (Squinabol), ×220, обр. 96/99;
- 4 – *Dictyomitra multicostata* Zittel, ×250, обр. 96/99;
- 5, 6 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark): 5 – ×220, 6 – ×250, обр. 96/99;
- 7, 8 – *Amphipyndax awaensis* Nakaseko et Nishimura: 7 – ×300, 8 – ×210, обр. 98/99;
- 9 – *Cromyosphaera* (?) *vivenkensis* Lipman, ×100, обр. 98/99;
- 10 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. B. Vishnevskaya, ×200, обр. 98/99;
- 11 – *Dictyomitra densicostata* Pessagno, ×120, обр. 98/99;
- 12 – *Theocapsomma* ex gr. *amphora* (Campbell et Clark), ×250, обр. 99/99;
- 13 – *Stichomitra* ex gr. *shirshovica* Vishnevskaya, ×250, обр. 99/99;
- 14 – *Dictyomitra* aff *rhadina* Foreman, ×250, обр. 99/99;
- 15 – *Dictyomitra* cf. *multicostata* Zittel ×200, обр. 99/99;
- 16 – *Schaumellus* (?) *aufragendus* Empson-Morin, ×250, обр. 99/99

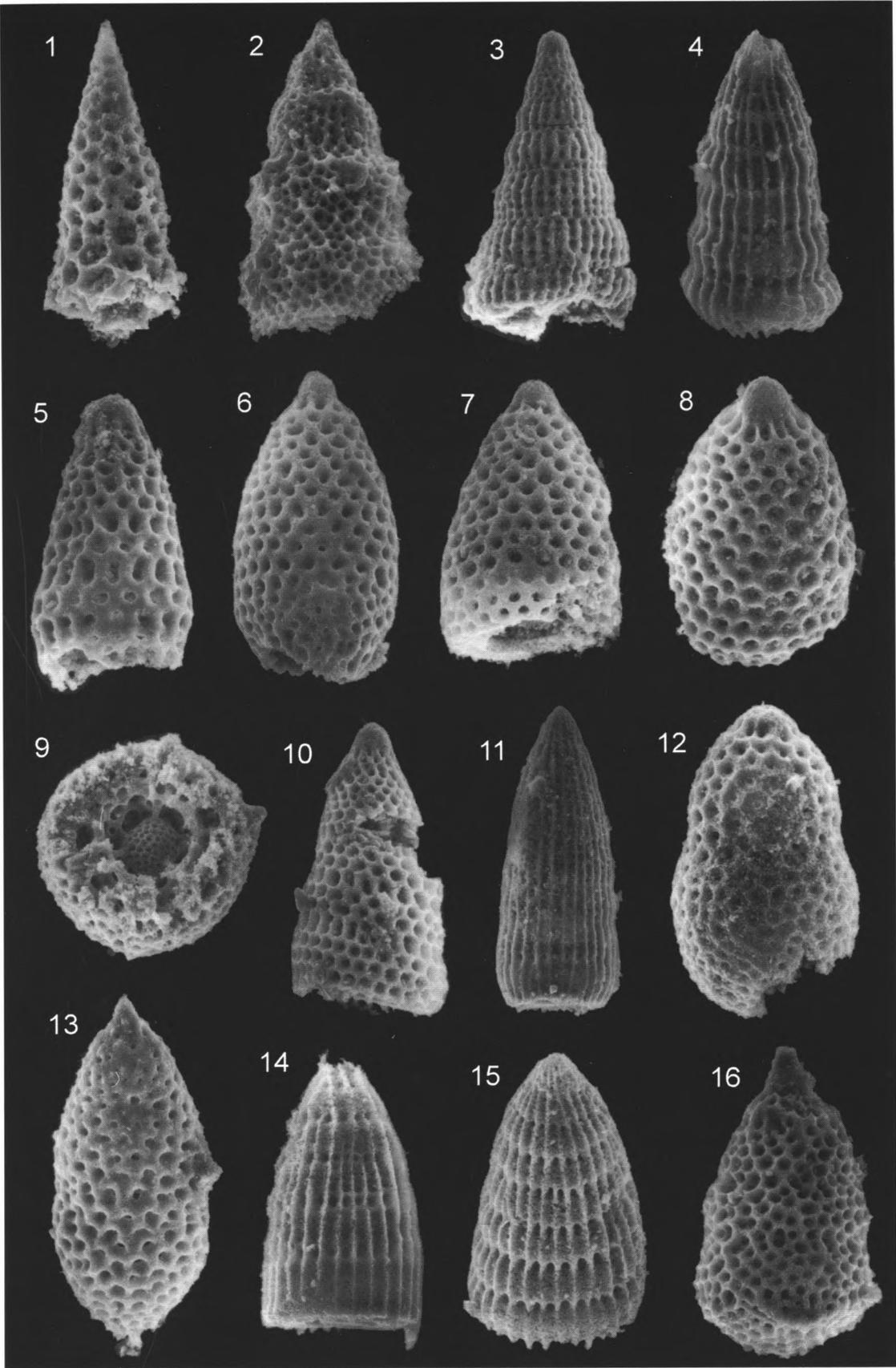


Таблица 34

Коньяк-раннесантонская ассоциация радиолярий
из пород кремнистого комплекса бассейна р. Палана. Западная Камчатка (обр. 170/99 К)

- 1 – *Actinomma* (?) *davisensis* Pessagno, ×250;
- 2 – *Orbiculiforma* sp., ×100;
- 3 – *Pseudoaulophacus* (?) cf. *P. lenticulatus* (White), ×120;
- 4 – *Protoxiphotractus* cf. *perplexus* Pessagno, ×100;
- 5 – *Spongotripus* cf. *crassus* Kasintsova, ×180;
- 6 – *Neosciadiacapsa* sp., ×120, *Paronaella* sp., ×120;
- 7 – *Paronaella* sp., ×140;
- 8 – *Crucella* cf. *plana* Pessagno, ×220;
- 9 – *Paronaella* sp., ×130;
- 10–12 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark): 10, 11 – ×180, 12 – ×250;
- 13 – *Cornutella californica* Campbell et Clark, ×210

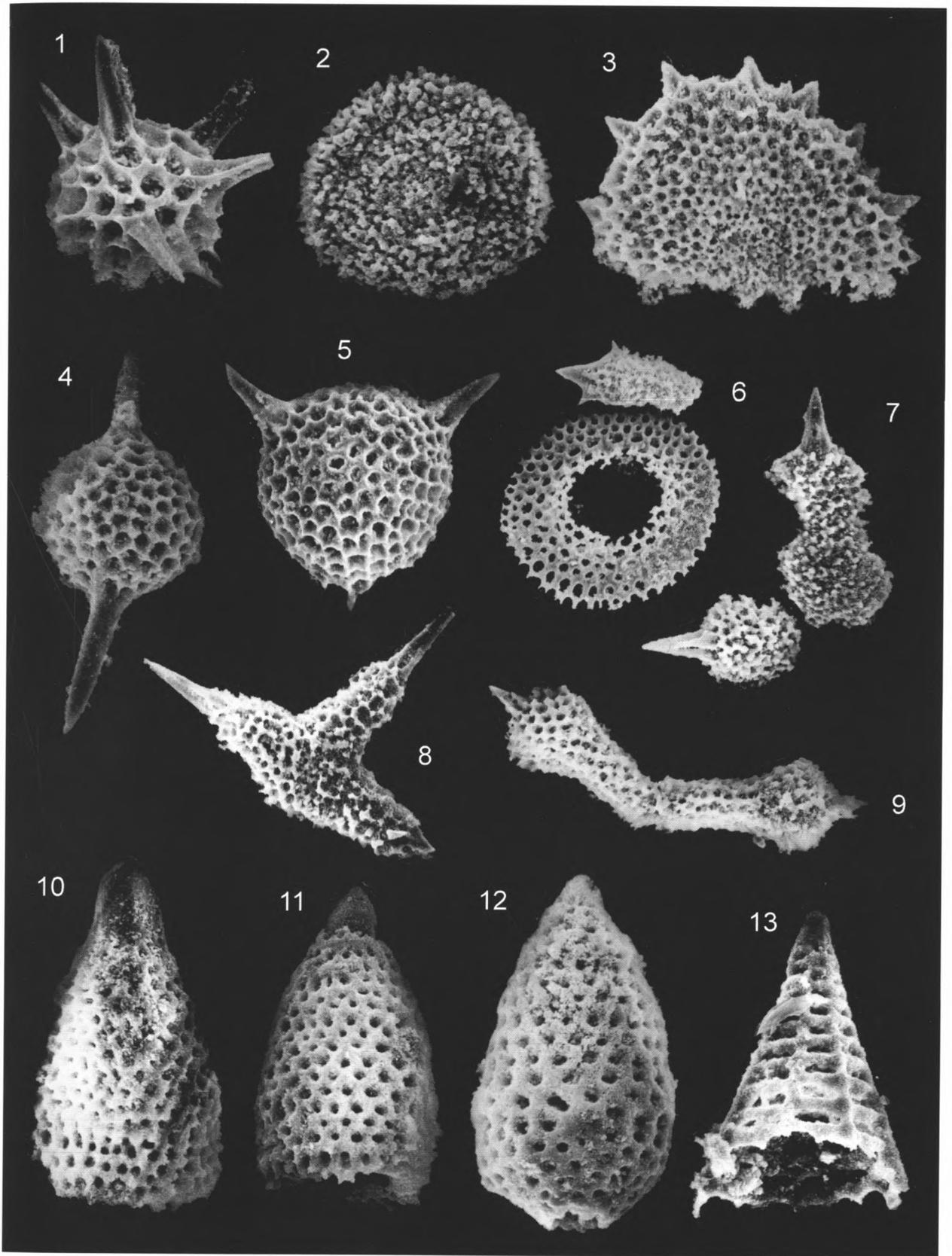
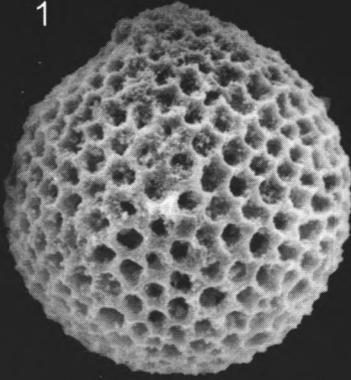


Таблица 35

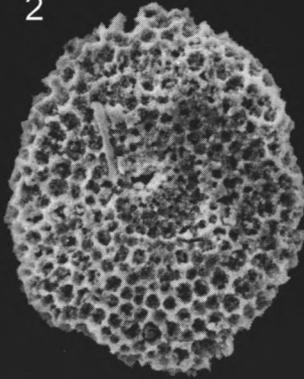
Коньяк-раннесантонская ассоциация радиолярий
из пород кремнистого комплекса бассейна р. Палана. Западная Камчатка (обр. 171/99 К)

- 1 – Gen. et sp. indet., ×200;
- 2 – *Orbiculiforma* cf. *vacaensis* Pessagno, ×140;
- 3 – *Acanthosphaera* sp., ×200;
- 4 – *Archaeospongoprunum bipartitum* Pessagno, ×200;
- 5 – *Vitorfus* cf. *morini* Empson-Morin, ×120;
- 6 – *Dictyomitra densicostata* Pessagno, ×200;
- 7 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. A. Vishnevskaya, ×200;
- 8 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. A. Vishnevskaya, ×170;
- 9 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. B. Vishnevskaya, ×150;
- 10 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. B. Vishnevskaya, ×200;
- 11 – *Stichomitra* (?) *communis* Squinabol, ×200;
- 12 – *Theocampe* (?) *cylindrica* Smirnova et Aliev, ×200

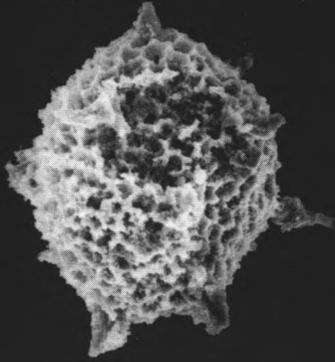
1



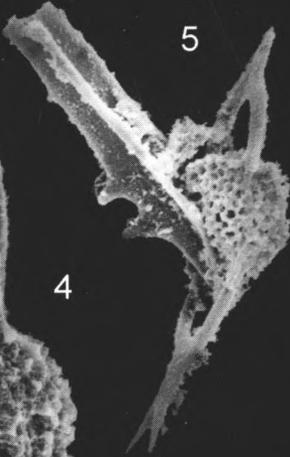
2



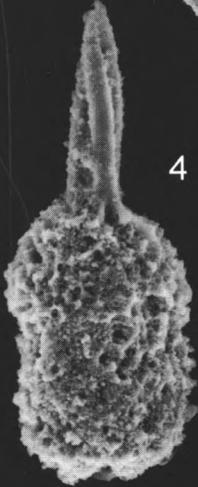
3



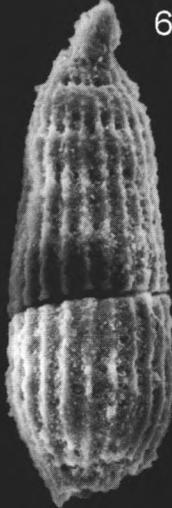
5



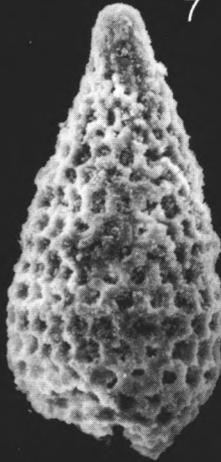
4



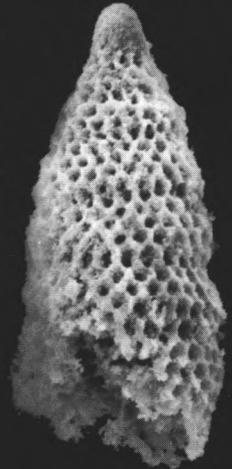
6



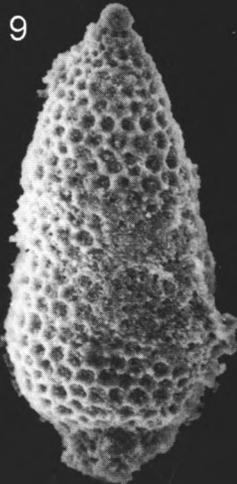
7



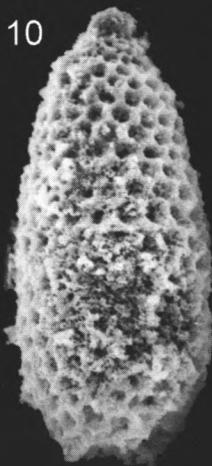
8



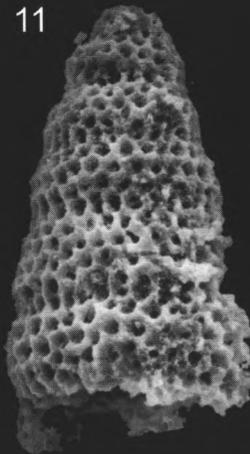
9



10



11



12

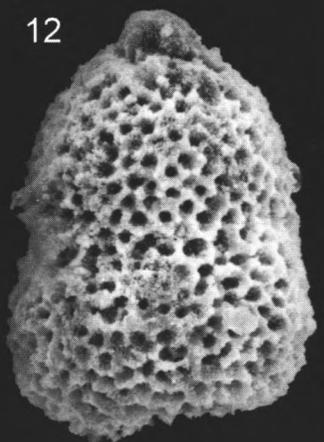


Таблица 36

Коньяк-раннекампанская ассоциация радиолярий
из пород кремнистого комплекса бассейна р. Палана. Западная Камчатка (обр. 175/99 К)

- 1 – *Cryptamphorella* sp., ×120;
- 2 – *Pseudoaulophacus* aff. *floresensis* Pessagno, ×180;
- 3 – *Orbiculiforma monticelloensis* Pessagno, ×140;
- 4 – *Protoxiphotractus perplexus* Pessagno, ×210;
- 5 – *Vitorfus* cf. *morini* Empson-Morin, ×120;
- 6 – *Stichomitra manifesta* Foreman, ×250;
- 7 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. A. Vishnevskaya, ×200;
- 8 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. A. Vishnevskaya, ×160;
- 9 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. B. Vishnevskaya, ×200;
- 10 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. B. Vishnevskaya, ×200;
- 11 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), ×200

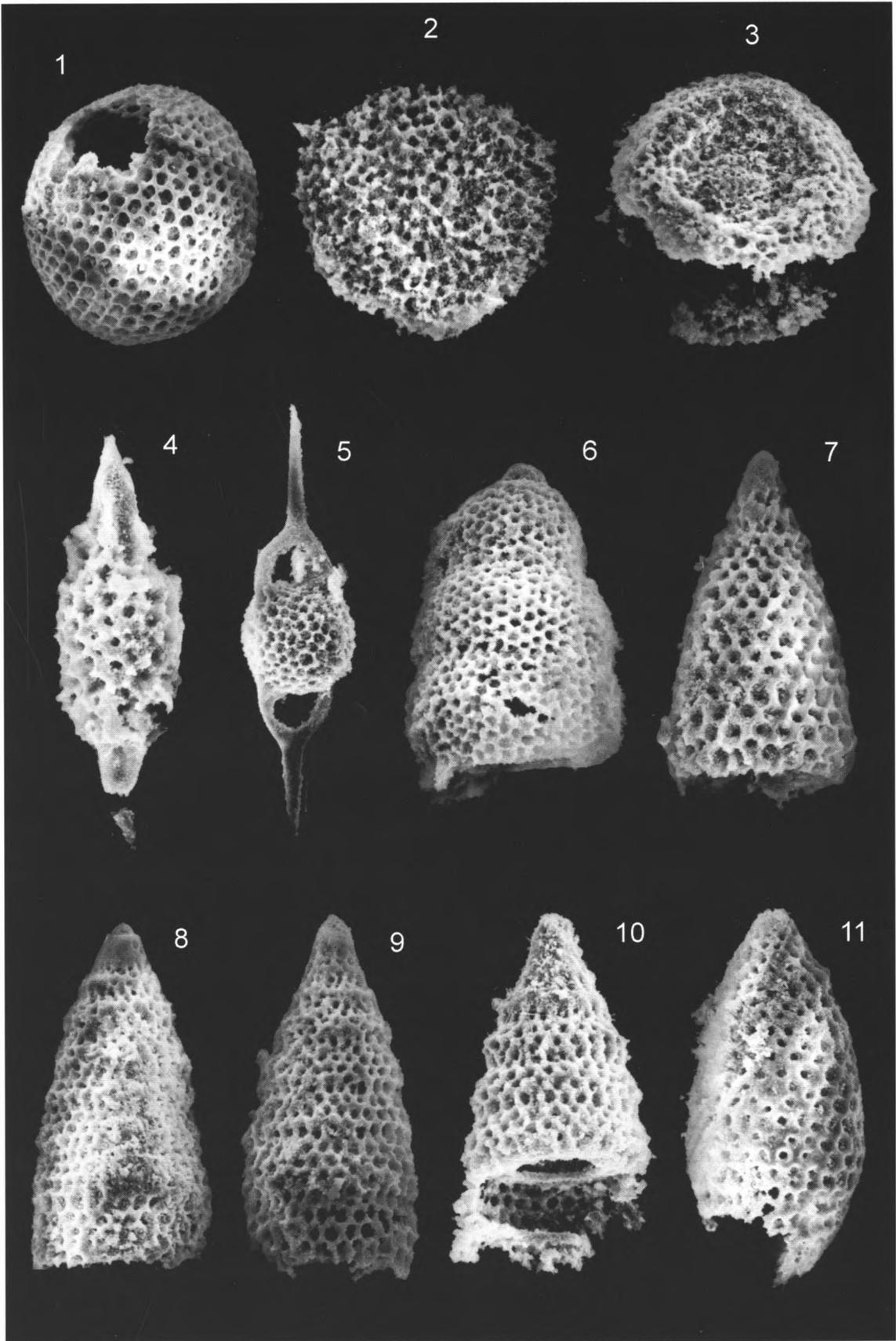
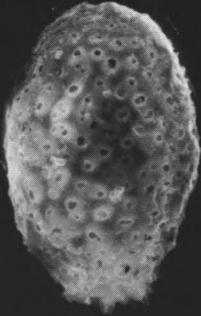


Таблица 37

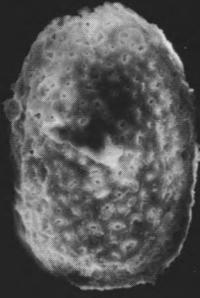
Коньяк-раннекампанская ассоциация радиолярий
из пород кремнистого комплекса бассейна р. Палана. Западная Камчатка
(обр. 84/99 (1-4), обр. 85/99-I (5-9), обр. 85/99-II (10-13), обр. 86/99 (17-19))

- 1 – *Phaseliforma* ex gr. *carinata* Pessagno, ×200;
- 2 – *Phaseliforma* ex gr. *carinata* Pessagno, ×180;
- 3 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. A. Vishnevskaya, ×150;
- 4 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. A. Vishnevskaya, ×200;
- 5 – Gen. et sp. indet., ×90;
- 6 – *Orbiculiforma* cf. *vacaensis* Pessagno, ×90;
- 7 – *Orbiculiforma* ex gr. *vacaensis* Pessagno, ×100;
- 8 – *Porodiscus* (?) *cretaceus* Campbell et Clark, ×90;
- 9 – *Dictyomitra* ex gr. *formosa* Squinabol, ×180;
- 10 – *Protoxiphotractus* cf. *perplexus* Pessagno, ×200;
- 11 – *Protoxiphotractus* cf. *perplexus* Pessagno, ×200;
- 12 – *Phaseliforma* ex gr. *carinata* Pessagno, ×100;
- 13 – *Orbiculiforma* cf. *vacaensis* Pessagno, ×95;
- 14 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. B. Vishnevskaya, ×200;
- 15 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. B. Vishnevskaya, ×200;
- 16 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. A. Vishnevskaya, ×200;
- 17 – *Orbiculiforma* ex gr. *persenex* Pessagno, ×100;
- 18 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. A. Vishnevskaya, ×200;
- 19 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. A. Vishnevskaya

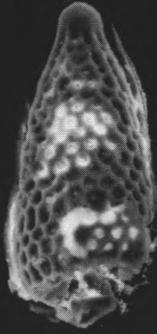
1



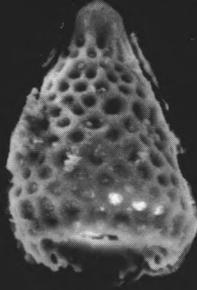
2



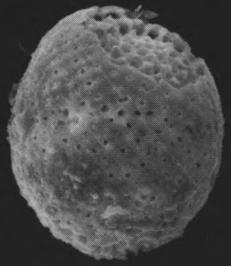
3



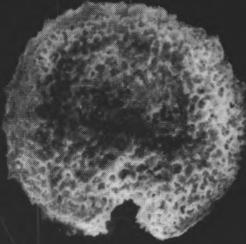
4



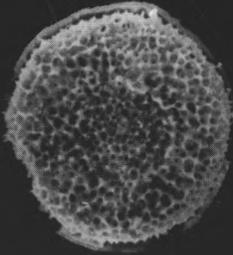
5



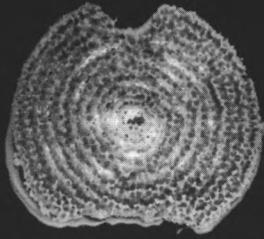
6



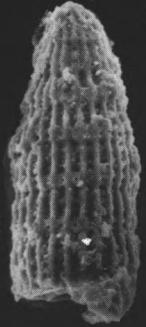
7



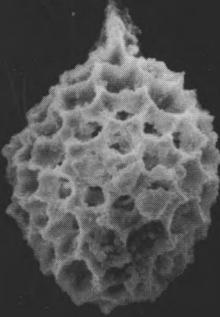
8



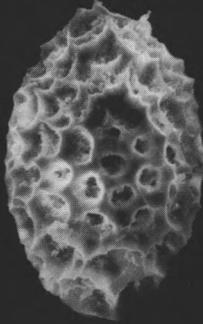
9



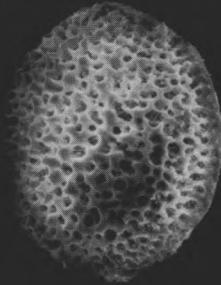
10



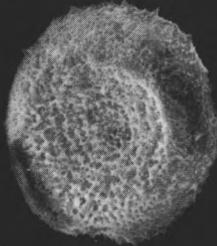
11



12



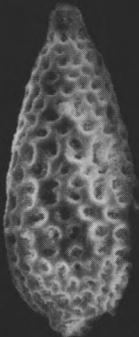
13



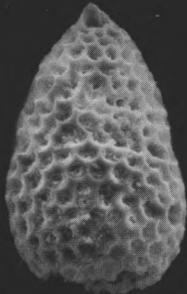
14



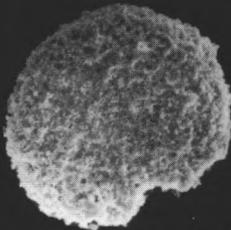
15



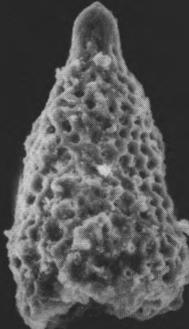
16



17



18



19

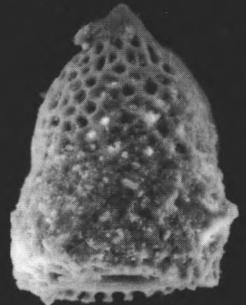


Таблица 38

Кампан-маастрихтская ассоциация радиолярий
из пород кремнистого комплекса бассейна р. Палана. Западная Камчатка (обр. 134/99 К)

- 1 – *Cromyosphaera* (?) *vivenkensis* Lipman, ×200;
- 2 – *Protoxiphotractus* sp., ×200;
- 3 – *Protoxiphotractus* cf. *perplexus* Pessagno, ×20;
- 4, 5 – *Theocapsomma* ex gr. *erdnussa* (Empson-Morin): 4 – ×200, 5 – ×200;
- 6, 7 – *Theocapsomma* sp.: 6 – ×300, 7 – ×250;
- 8 – *Stichomitra* ex gr. *manifesta* Foreman, ×200;
- 9 – *Dictyomitra uracavaensis* Taketani, ×300;
- 10 – *Clathrocyclas* cf. *hyronia* Foreman, ×220;
- 11 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. A. Vishnevskaya, ×200;
- 12 – *Lithostrobos rostovzevi* Lipman, ×300

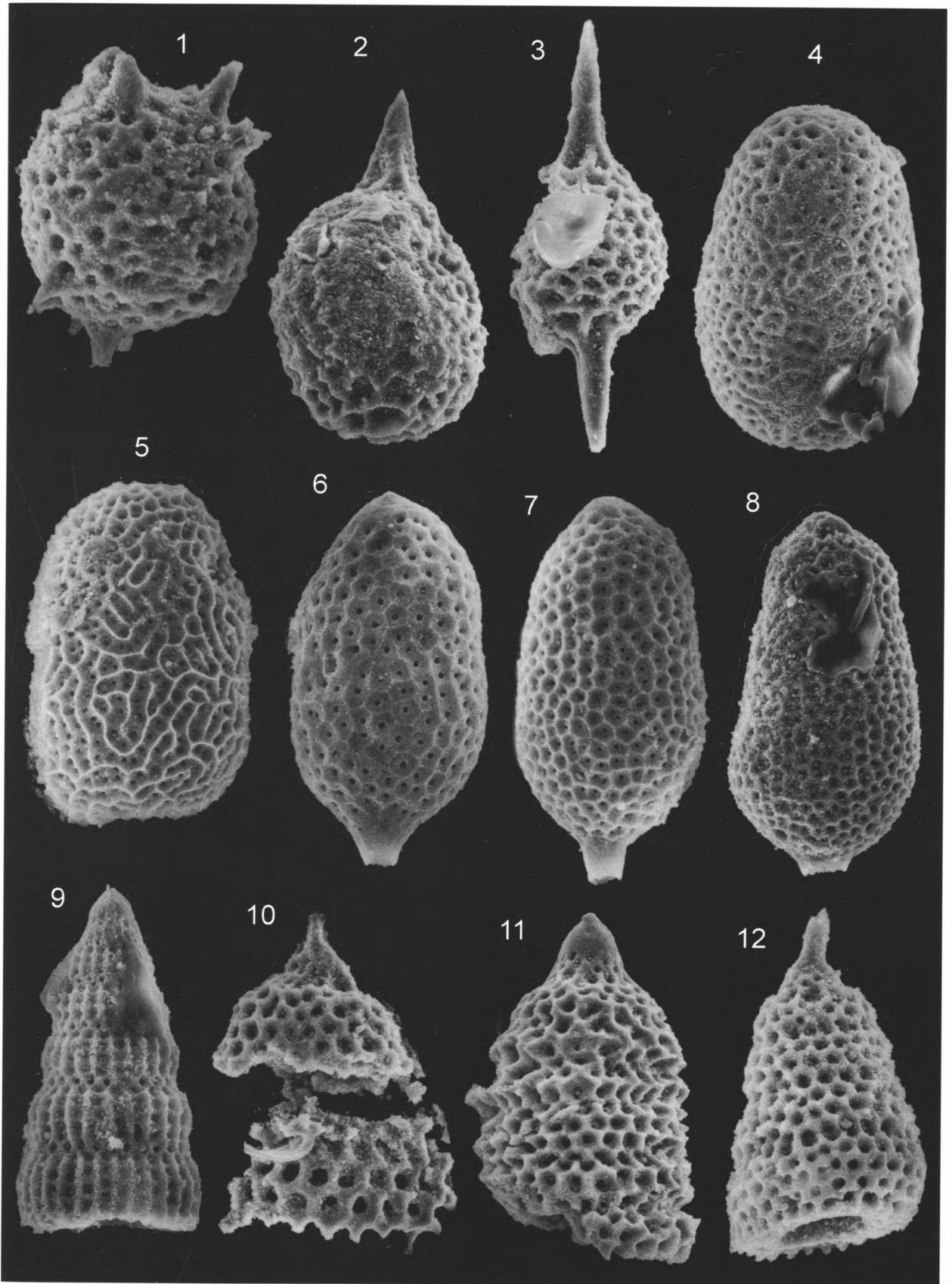
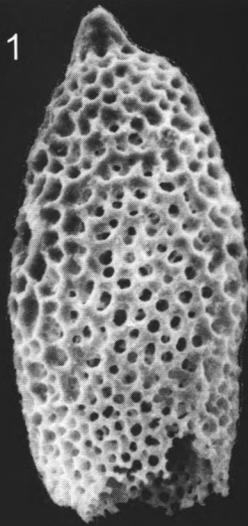


Таблица 39

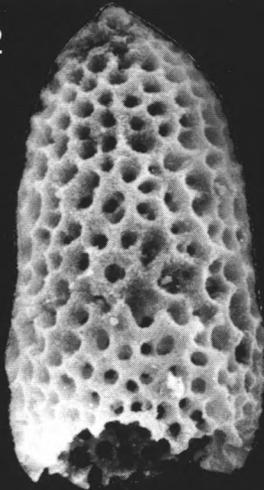
Кампанская ассоциация радиолярий
из пород кремнистого комплекса бассейна р. Палана. Западная Камчатка (обр. 134/01)

- 1 – *Novodiacanthocapsa manifesta* (Foreman), ×280;
- 2, 3 – *Novodiacanthocapsa* sp.: 2 – ×275, 3 – ×280;
- 4 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), ×250;
- 5 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. B. Vishnevskaya, ×230;
- 6 – *Amphipyndax* ? *streckta* (Empson-Morin), ×250;
- 7 – *Stichomitra livermorensis* (Campbell et Clark), ×180;
- 8, 9 – *Clathrocyclas* ex gr. *hyronia* Foreman: 8 – ×200, 9 – ×220;
- 10 – *Stichomitra livermorensis* (Campbell et Clark), ×180

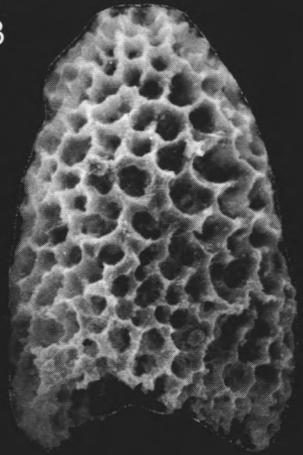
1



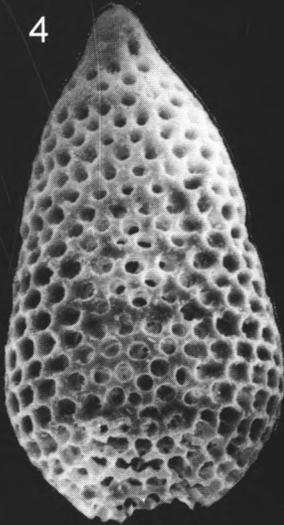
2



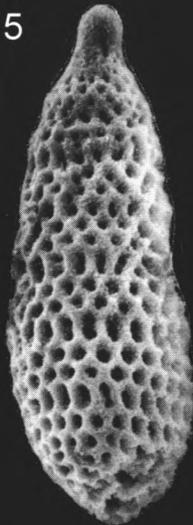
3



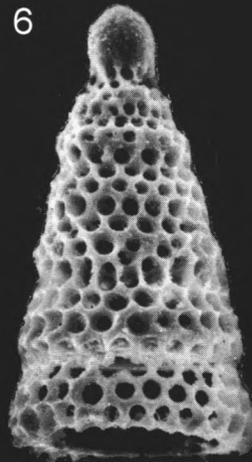
4



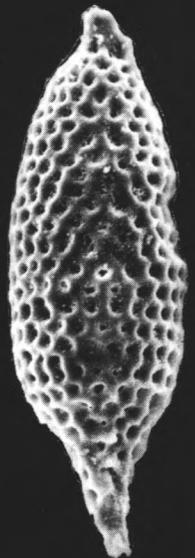
5



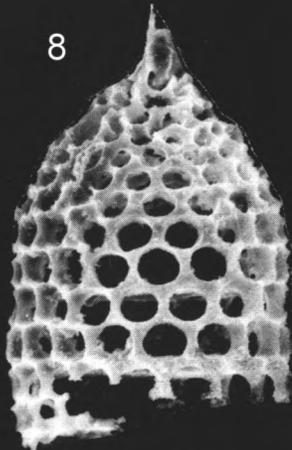
6



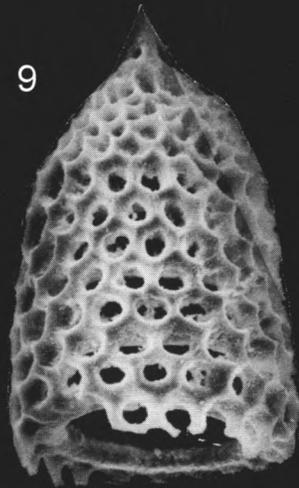
7



8



9



10

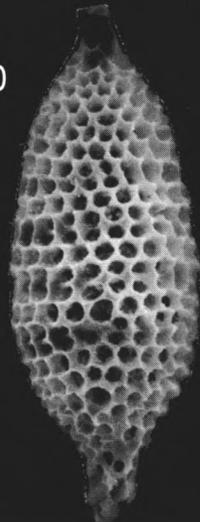
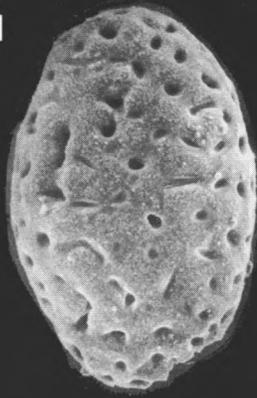


Таблица 40

Байос-раннебатская ассоциация радиолярий
из вулканогенно-кремнистого комплекса хребта Омгон. Западная Камчатка (обр. 604/2а)

- 1** – *Archicapsa* sp. cf. *A. pachyderma* (Tan), ×200;
- 2** – *Tricolocapsa* (?) *fusiformis* Yao, ×200;
- 3, 4** – *Xitus* (?) sp.: 3 – ×200, 4 – ×200;
- 5** – *Parvicingula* ex gr. *omgonensis* Vishnevskaya, ×300;
- 6** – *Parvicingula* (?) sp., ×200;
- 7** – *Parvicingula* cf. *sodaensis* Pessagno, ×200;
- 8–11** – *Parvicingula omgonensis* Vishnevskaya: 8 – ×200, 9 – ×110, 10, 11 – ×150

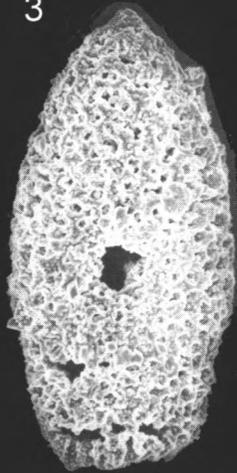
1



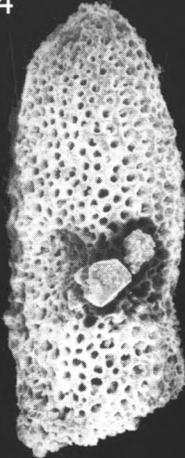
2



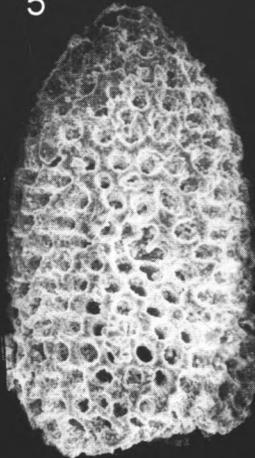
3



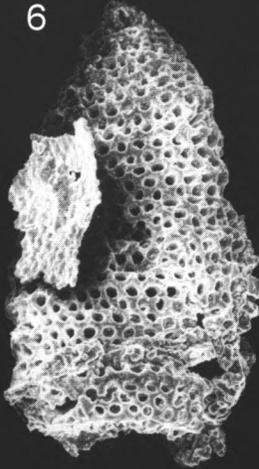
4



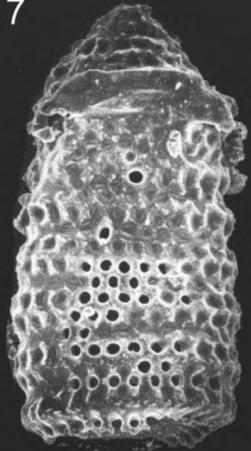
5



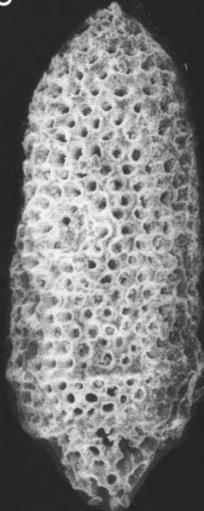
6



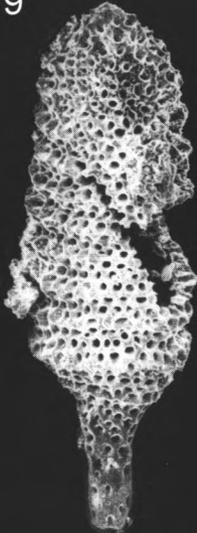
7



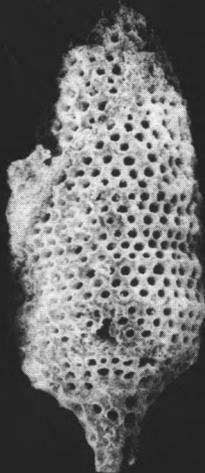
8



9



10



11

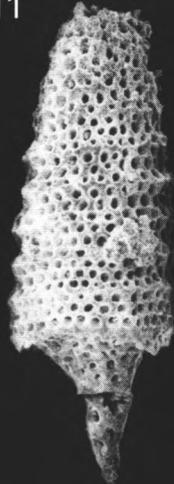
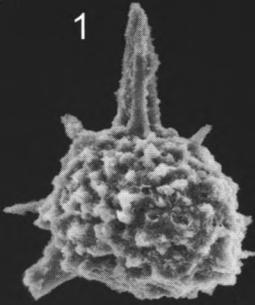


Таблица 41

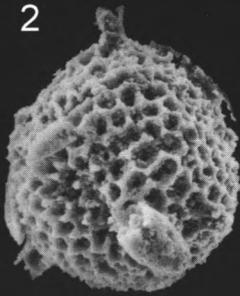
Оксфорд-титонская ассоциация радиолярий
из вулканогенно-кремнистого комплекса хребта Омгон. Западная Камчатка (обр. 08/1-98)

- 1, 2 – *Actinomma* sp.: 1 – ×150, 2 – ×100;
3 – *Zhamoidellum* (?) sp., ×180;
4 – *Williriedellum* (?) sp., ×120;
5–7 – *Sethocapsa* (?) *subcrassitestata* Aita: 5, 6 – ×200, 7 – ×220;
8 – *Paronaella* sp., ×100;
9 – *Mirifusus chenodes* (Renz), ×150;
10 – *Diacanthocapsa* (?) sp., ×150;
11 – *Archaeodictyomitra* sp., ×150;
12, 13 – *Thanarla* cf. *conica* (Aliev), ×200;
14–17 – *Parvicingula khabakovi* (Zhamoida): 14 – ×100, 15, 16 – ×90, 17 – ×80

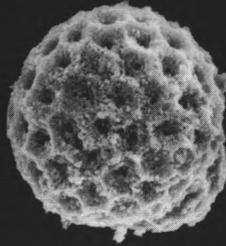
1



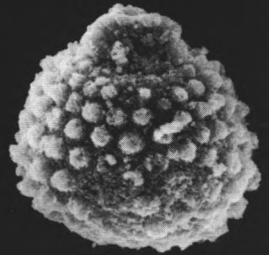
2



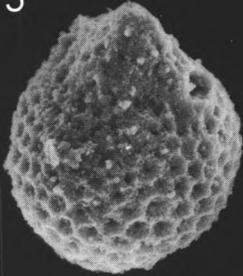
3



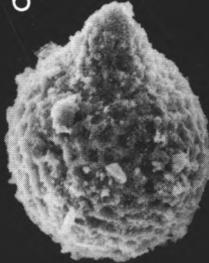
4



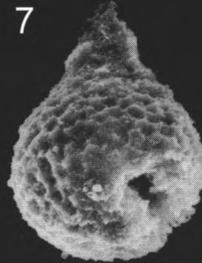
5



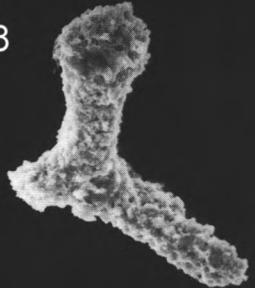
6



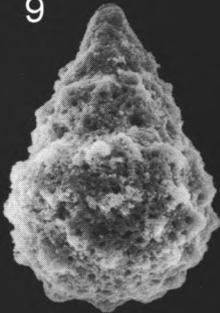
7



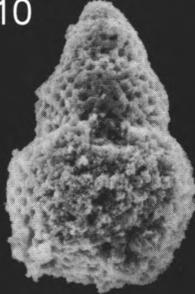
8



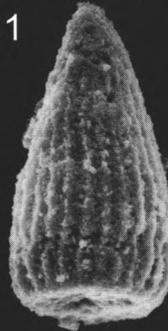
9



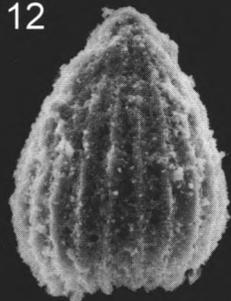
10



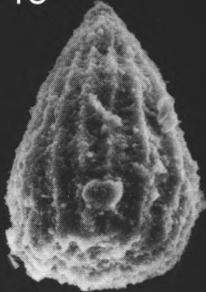
11



12



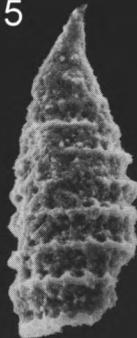
13



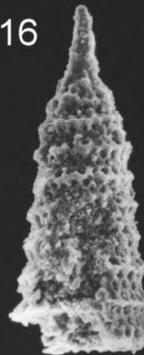
14



15



16



17



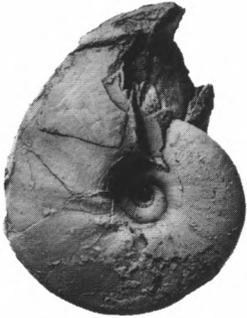
Таблицы к статье

Т.Н. Палечек, Е.Ю. Барабошкина, А.В. Соловьева, Д.А. Лопатиной, А.В. Ландера
«Новые данные о строении и возрасте мезозойских и кайнозойских отложений
мыса Хайрюзова (Западная Камчатка)»

Таблица 1

Нижнеальбские аммониты и аптихи района мыса Хайрюзова (Западная Камчатка)

1–3 – *Grantziceras glabrum* (Whiteaves, 1889). Мыс Хайрюзова, Западная Камчатка, нижний альб, зона *Freboldiceras singulare*: 1 – 1/105 МЗ МГУ: а – сбоку, б – с брюшной стороны; 2 – 2/105 МЗ МГУ: а – сбоку, б – с брюшной стороны. 3 – 3/105 МЗ МГУ: а – сбоку, б – с брюшной стороны;
4 – *Synptychus hairyusovi* Baraboshkin, sp. nov. 4/105 МЗ МГУ: а – с брюшной стороны, б – сбоку.
Изображения даны в натуральную величину, образцы покрыты хлоридом аммония



1a



1b



2a



2b



3a



3b



4a

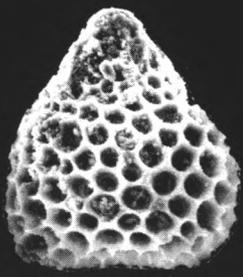


4b

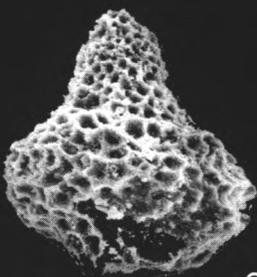
Таблица 2

Берриас-валанжинские радиолярии района мыса Хайрюзова (обр. 0043/3)

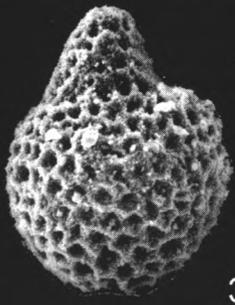
- 1** – *Tricolocapsa* sp., ×110;
- 2** – *Sethocapsa* aff. *cometa* (Pantanelli), ×110;
- 3** – *Stichocapsa* aff. *convexa* Yao, ×120;
- 4** – *Stichocapsa* sp., ×200;
- 5, 6** – *Tricolocapsa campana* Kiessling, ×200;
- 7** – *Siphocanium* ? cf. *davidi* Scaaf, ×200;
- 8–12** – *Sethocapsa* ex gr. *zinckeni* (Rust), ×200;
- 13, 14** – *Syringocapsa* cf. *spinosa* (Squinabol), ×120;
- 15** – *Sethocapsa* sp., ×100;
- 16** – *Syringocapsa* ? sp., ×100



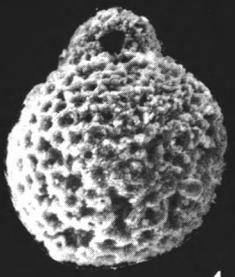
1



2



3



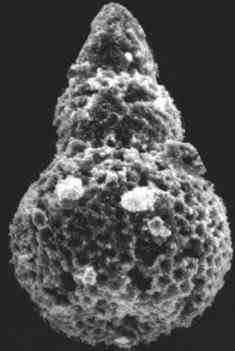
4



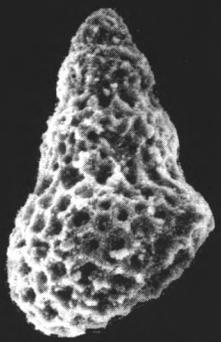
5



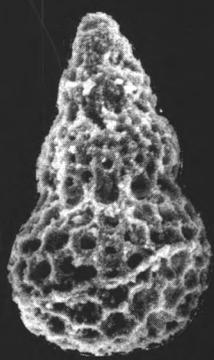
6



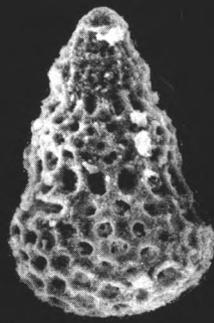
7



8



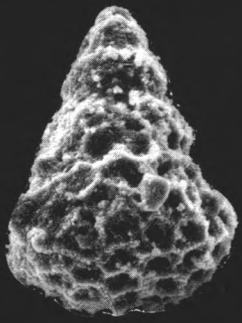
9



10



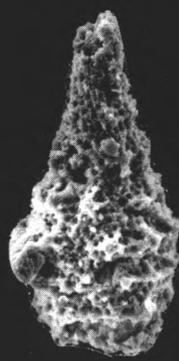
11



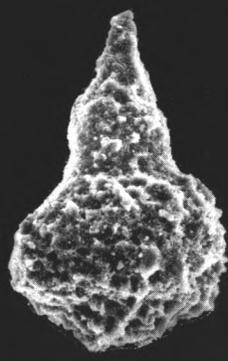
12



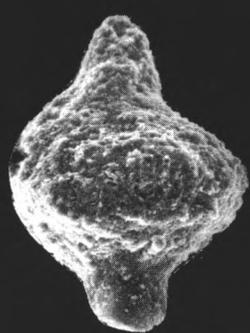
13



14



15



16

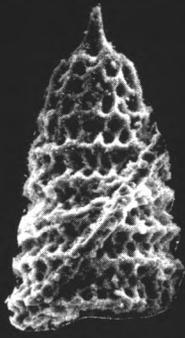
Таблица 3

Берриас-валанжинские радиолярии района мыса Хайрюзова (обр. 0043/3)

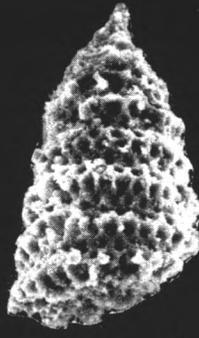
- 1, 3–5** – *Parvicingula* ex gr. *khbakovi* (Zhamoida): 1 – ×120, 3, 5 – ×200, 4 – ×110;
2 – *Parvicingula* cf. *rotunda* Hull, ×120;
6–8 – *Parvicingula* sp.: 6 – ×120, 7 – ×100, 8 – ×110;
9 – *Pseudodictyomitra* sp., ×120;
10 – *Xitus* cf. *spicularis* (Aliev), ×100;
11 – *Xitus* cf. *plenus* Pessagno, ×180;
12, 13 – *Xitus* sp., ×110;
14 – *Windalia* (?) sp. G, ×120;
15, 16 – *Windalia* (?) sp.F, ×200;
17 – *Windalia* (?) sp.



1



2



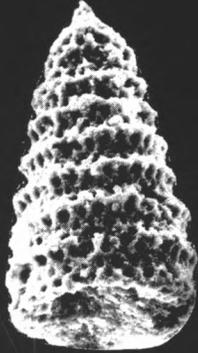
3



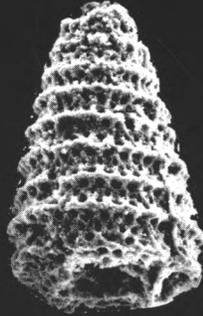
4



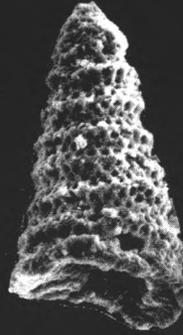
5



6



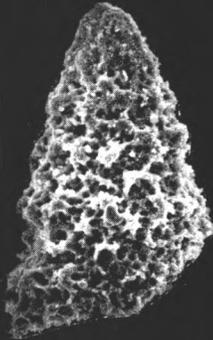
7



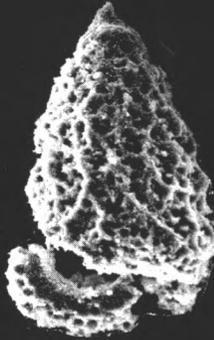
8



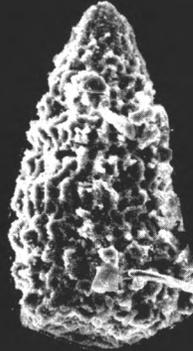
9



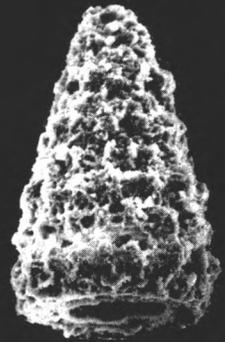
10



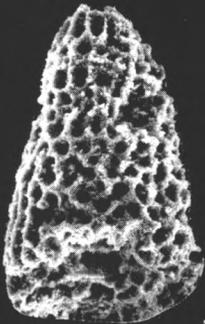
11



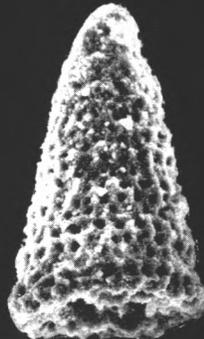
12



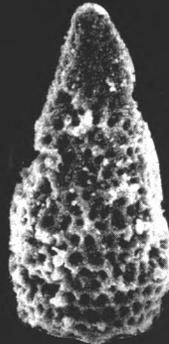
13



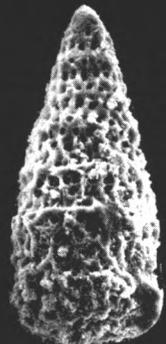
14



15



16

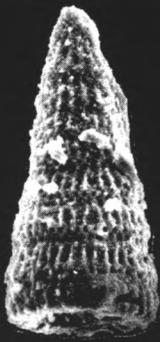


17

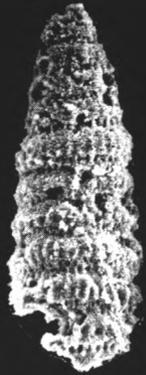
Таблица 4

Берриас-валанжинские радиолярии района мыса Хайрюзова (обр. 0043/3)

- 1, 2 – *Pseudodictyomitra* cf. *depressa* Baumgartner: 1 – ×120, 2 – ×100;
3 – *Parvicingula* cf. *rothwelli* Pessagno, ×120;
4 – *Pseudodictyomitra* sp., ×200;
5, 6 – *Archaeodictyomitra* cf. *apiara* (Rust): 5 – ×100, 6 – ×120;
7, 8 – *Archaeodictyomitra vulgaris* Pessagno: 7 – ×120, 8 – ×200;
9 – *Archaeodictyomitra* cf. *vulgaris* Pessagno, ×200;
10, 11 – *Archaeodictyomitra apiara* (Rust): 10 – ×120, 11 – ×200;
12 – *Archaeodictyomitra* cf. *apiara* (Rust), ×120;
13–15 – *Archaeodictyomitra rigida* Pessagno: 13, 15 – ×200, 14 – ×180;
16 – *Thanarla* cf. *conica* Aliev, ×200



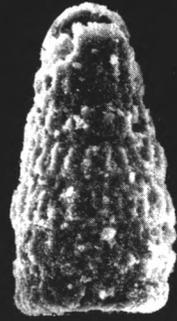
1



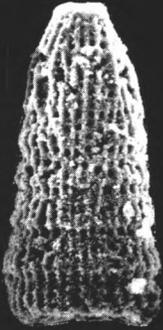
2



3



4



5



6



7



8



9



10



11



12



13



14



15

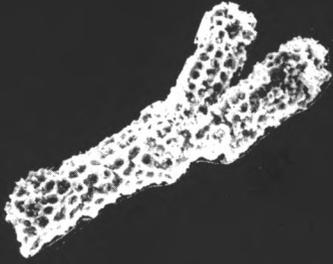


16

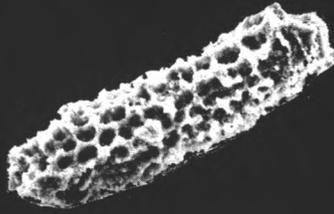
Таблица 5

Берриас-валанжинские радиолярии района мыса Хайрюзова (обр. 0043/3)

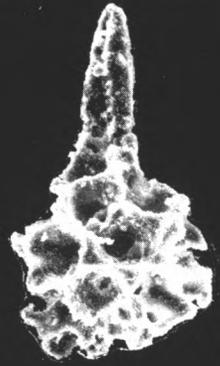
- 1 – *Tritrabs* sp., ×90;
- 2 – *Hagiastridae* Gen. et sp. indet., ×110;
- 3 – *Pantanellium* cf. *corriganensis* Pessagno, ×120;
- 4 – *Praeconocaryomma* ? sp., ×110;
- 5 – *Bagotum* ? sp., ×110;
- 6 – *Orbiculiforma* ? sp., ×90;
- 7 – *Hsuum* cf. *mclaughlini* Pessagno et Blome, ×100;
- 8, 9 – *Hsuum* sp.: 8 – ×180, 9 – ×100;
- 10 – *Hsuum* cf. *tamanense* Yang, ×150;
- 11–13 – *Mirifusus* sp., ×90.



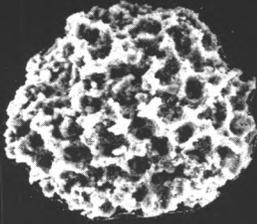
1



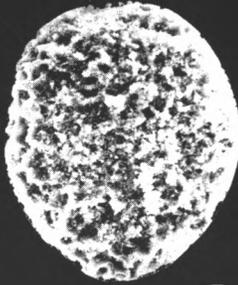
2



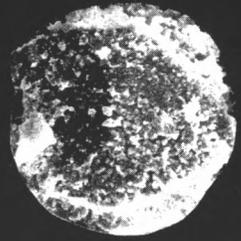
3



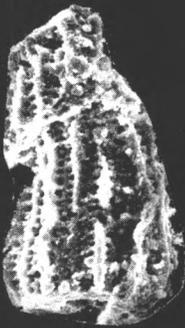
4



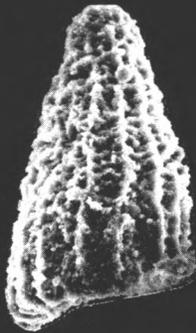
5



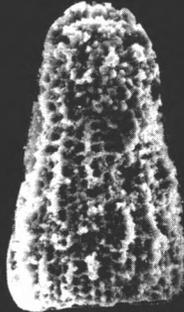
6



7



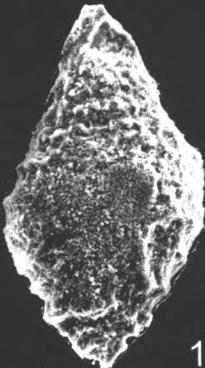
8



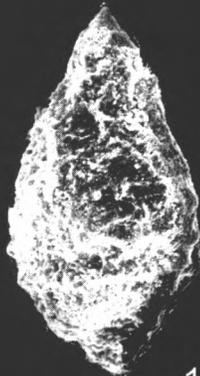
9



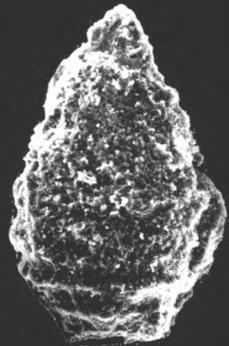
10



11



12



13

Научное издание

Коллектив авторов

**ЗАПАДНАЯ КАМЧАТКА:
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ В МЕЗОЗОЕ**

«Научный мир»
Тел./факс (095) 291-28-47
E-mail: naumir@benran.ru
Internet: http://195.178.196.201/N_M/n_m.htm
Лицензия ИД № 03221 от 10.11.2000

Подписано к печати
Формат 60×84/8
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. печ. л. 39,75. Усл. печ. л. 37
Тираж 500 экз. Заказ 374

Отпечатано в ООО
типографии «ПОЛИМАГ»
127247, Москва, Дмитровское шоссе, 107

